

Características petrográficas y de alteración hidrotermal en litotipos asociados a sistemas magmático-hidrotermales tipo pórfido en los andes y el Cratón amazónico: estudio del caso Chuscal (Colombia), Pegasus (Ecuador), Antamina (Perú), Las Tórtolas (Chile) y Provincia Mineral de Tapajós (Brasil)

Autores

Daniel Esteban Malagón Quiroga

201617511015

Andrés Felipe Saa Calderón

201610033015

Trabajo de grado presentado como requisito para optar el título como Geólogo

Director

PhD. Diego Felipe Gómez Gutiérrez

Codirector

PhD. Carlos Andrés Jiménez Torres



Departamento de Ciencias de la Tierra

Medellín

2021

Agradecimientos

Gracias a todos los que aportaron en la realización de este proyecto, desde amigos hasta profesores, destacando la labor y el tiempo dedicado por nuestro director y co-director y finalmente a nuestras familias que hicieron todo esto posible.

Tabla de contenido

<i>Introducción</i>	<i>1</i>
1. Generalidades.....	3
1.1. Pregunta de investigación.....	3
1.2. Hipótesis	3
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos	3
2. Contexto geológico	4
2.1. Sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido.....	4
2.2. Sistemas epitermales.....	5
2.3. Tipos de alteración hidrotermal	6
2.3.1. Alteración sódico-cálcica	6
2.3.2. Alteración potásica	6
2.3.3. Alteración propilítica	6
2.3.4. Alteración clorítica – sericítica	7
2.3.5. Alteración sericítica	7
2.3.6. Alteración argílica	7
3. Contexto tectónico y metalogénico de las muestras de estudio.....	9
3.1. Chuscal (Colombia).....	9
3.2. Pegasus (Ecuador).....	11
3.3. Antamina (Perú)	14
3.4. Las Tórtolas (Chile).....	17
3.5. Provincia de Mineral de Tapajós (Brasil)	19
4. Metodología	23
4.1. Compilación bibliográfica	23
4.2. Descripción de laboratorio	23
4.3. Comparativo	25
5. Resultados y Análisis petrográficos.....	25
5.1. Provincia Mineral de Tapajós (Brasil).....	25
5.1.1. Rocas Ígneas (Intrusivas)	25
5.1.1.1. Granito (NP-254).....	25
5.1.1.1.1. Descripción y análisis macroscópico.....	26
5.1.1.1.2. Descripción y análisis microscópico.....	26
5.1.2. Rocas Hipoabisales	28
5.1.2.1. Pórfido granítico (NP-263)	28

5.1.2.1.1.	Descripción y análisis macroscópico.....	28
5.1.2.1.2.	Descripción y análisis microscópico.....	29
5.1.2.2.	Pórfido Dacítico (NP-242)	31
5.1.2.2.1.	Descripción y análisis macroscópico.....	31
5.1.2.2.2.	Descripción y análisis microscópico.....	31
5.1.2.3.	Pórfido Andesítico (NP-316)	34
5.1.2.3.1.	Descripción y análisis macroscópico.....	34
5.1.2.3.2.	Descripción y análisis microscópico.....	34
5.1.2.4.	Pórfido Andesítico (CS-462)	36
5.1.2.4.1.	Descripción y análisis macroscópico.....	36
5.1.2.4.2.	Descripción y análisis microscópico.....	37
5.2.	Arco continental de los Andes	41
5.2.1.	Rocas Ígneas (Hipoabisales)	41
5.2.1.1.	Pórfido dacítico (Colombia-DACOL-03)	41
5.2.1.1.1.	Descripción y análisis macroscópico.....	41
5.2.1.1.2.	Descripción y análisis microscópico.....	42
5.2.1.2.	Pórfido Dacítico (Chile-DACHI-04).....	44
5.2.1.2.1.	Descripción y análisis macroscópico.....	44
5.2.1.2.2.	Descripción y análisis microscópico.....	45
5.2.2.	Rocas Extrusivas	48
5.2.2.1.	Brecha Hidrotermal (Ecuador-DAECU-02)	48
5.2.2.1.1.	Descripción y análisis macroscópicos.....	48
5.2.2.1.2.	Descripción y análisis microscópicos	48
5.2.3.	Rocas Metamórficas (Skarn).....	50
5.2.3.1.	Skarn (Perú-DAPER-01)	50
5.2.3.1.1.	Descripción y análisis macroscópico.....	50
5.2.3.1.2.	Descripción y análisis macroscópico.....	51
5.3.	Rasgos petrográficos y de alteración hidrotermal de Los Andes y Provincia Mineral de Tapajós.....	56
6.	Conclusiones	57
7.	Recomendaciones	57
Anexo.....		66

Lista de Figuras

Figura 1. Modelo idealizado de Sistema tipo pórfidos-skarn-epitermales según (Pirajno, 2009).	4
Figura 2. A- Esquema de zonación mineralógica alrededor de epitermales de alta sulfuración y patrones de zonación de la alteración mineral. B- Esquema de zonación mineralógica alrededor de epitermales de baja sulfuración y patrones de zonación de la alteración mineral (Sillitoe, 1997).	5
Figura 3. Esquema generalizado de alteraciones hidrotermales (Sillitoe, 2010).	8
Figura 4. Mapa de localización de las muestras de las zonas de estudio.	9
Figura 5. A- Cinturón Au-Cu Cauca Medio en el noroeste de Colombia dentro de los Andes del Norte. Se muestran los terrenos geológicos del occidente de Colombia, incluido el terreno para-autóctono de Cajamarca-Valdivia (sombreado), el terreno Mélange de Romeral (negro) y los terrenos alóctonos occidentales (gris)(Cediel et al., 2003). B- Ubicación de los principales pórfidos y depósitos epitermales dentro del cinturón Cauca Medio Au-Cu, incluyendo el distrito de Quinchía C- Mapas geológicos simplificados del distrito de Quinchía. Se indican los principales depósitos de pórfidos y epitermales dentro del distrito de Quinchía, modificado de (Bissig et al., 2017).	10
Figura 6. Geología regional: Terreno Macuchi y ubicación del proyecto Pegasus, tomado y modificado (BISA, 2014).	12
Figura 7. Mapa geológico regional y la localización mina Antamina, Perú, tomado de Mrozek (2018).	14
Figura 8. Columna estratigráfica inferida en el área de la mina comparada con la de las Formaciones Jumasha y Celendín, tomado de (Benavides-Cáceres, 1956).	16
Figura 9. Mapa geológico del cinturón de El Indio y ubicación de los principales depósitos epitermales (Bissig et al., 2002).	17
Figura 10. Ubicación y localización de las muestras dentro de la provincia mineral de Tapajós,	19
Figura 11. Mapa geológico del estado de Pará, con detalle en el área de prospección en el sur de la Provincia Mineral de Tapajós (rectángulo rojo), tomado de (Juliani et al., 2021).	20
Figura 12. Diagrama de metodología implementada en este proyecto.	23
Figura 13. Microscopio petrográfico Zeiss.	24
Figura 14 . Muestra de mano NP-254. Granito con feldespato potásico (primario y secundario), biotitas, plagioclasa y cuarzo.	26
Figura 15. A y B- Fenocristales de biotita remplazada por clorita (Chl), feldespato potásico (Kfs) alterando plagioclasa (Pl) (alteración potásica), plagioclasa (Pl) alterada a sericita, cuarzo euhedral y opacos. C y D- feldespato potásico (Kfs) (Alteración potásica), plagioclasa (Pl) con macla de albita y el cuarzo (Qz). E y F- Cristales de biotita remplazada por clorita (Chl) (alteración clorítica), plagioclasa (Pl) alterada a sericita (alteración sericítica), cuarzo (Qz) y opacos. G y H- Cristal de plagioclasa (Pl) ígneo parcialmente sustituido por feldespato potásico (Kfs) (alteración potásica). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Muestra NP-254.	28
Figura 16. Muestra de mano NP-263. Feldespato potásico (Kfs) (alteración potásica), cuarzo (Qz), grupo de la illita (Gr. Ita) (alteración sericítica).	29

Figura 17. A y B- Cristal de epidota (Ep), clorita (Chl) (alteración propilítica), cuarzo (Qz) y texturas de exsolución (Tx. Exs.). C y D- Plagioclasa (Pl), alterada a feldespato (Kfs) (alteración potásica) y arcillas (Gr. Ita) (alteración sericítica) , biotitas alteradas a cloritas (Chl) (alteración clorítica) y texturas de exsolución (Tx. Exs.). E y F- Cuarzo (Qz) con textura de reabsorción y texturas de exsolución (Tx. Exs.). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Muestra NP-263.	30
Figura 18. Muestra de mano NP-242. Feldespato potásico (Kfs) (alteración potásica) y arcillas del grupo de la illita (Gr. Ita) (alteración sericítica).	31
Figura 19. A y B- Aureolas de sílice amorfo rodeando un fenocristal de cuarzo (Qz) (silicificación). C y D- Sílice amorfa rodeando cristal de cuarzo (Qz) reabsorbido. E y F- Cristal de plagioclasa (Pl) ígneo parcialmente sustituido por feldespato potásico (Kfs) (alteración potásica). G y H - Aureolas de sílice amorfo rodeando fenocristal de cuarzo (Qz) (silicificación), biotita secundaria (Bt) (alteración potásica) con opacos (Op) y plagioclasa parcialmente alterada a sericita (alteración sericítica) (Pl). I y J – Carbonatos (Cb) y clorita (Chl) (alteración propilítica). NP = polarizadores paralelos. NC = polarizadores cruzados. Muestra NP-242.	33
Figura 20. Muestra de mano NP- 316. Epidota (Ep) y plagioclasa (Pl) alterada a minerales del grupo de la illita (Gr. Ita) (alteración propilítica).	34
Figura 21. A y B- Fenocristal de mineral máfico totalmente remplazado a clorita (Chl) y epidota (Ep) (alteración propilítica), plagioclasas (Pl) alteradas a sericita y arcillas (alteración clorita-sericítica), matriz completamente alterada y opacos (Op). C y D- Fenocristales de Plagioclasa (Pl) alteradas a sericita, máfico alterado a clorita (Chl) (alteración clorita-sericítica). E y F- Fenocristales de plagioclasa (Pl) totalmente alterada a arcillas (alteración sericítica). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Muestra NP-316.	36
Figura 22. Muestra de mano CS-462, Se aprecian vacuolas de cuarzo (Qz).	37
Figura 23. A y B- Vacuolas rellenas de sílice (Qz) y rodeadas por clorita (Chl) (alteración clorítica). C y D- carbonatos (Cb) en vacuolas en cuarzo (Qz). E y F- Fenocristales de Biotita remplazado a clorita (Chl), matriz de plagioclasa (Pl) alterada a sericita y opacos (Op) (alteración clorita-sericítica). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Muestra CS-462.	38
Figura 24. Localización esquemática relativa dentro del modelo generalizado de alteraciones-mineralización (Sillitoe, 2010) para la Provincia Mineral de Tapajós.	40
Figura 25. Muestra de mano DACOL-03.	42
Figura 26. A y B- Vetilla E-B rellena de cuarzo (Qz), opacos (Op) y biotita (Bt) (secundaria), (alteración potásica). C y D- Vetilla rellena de cuarzo (Qz) en los bordes y en el centro por biotita (Bt) y opacos (Op). E y F– Stockwork de cuarzo (Qz) y opacos (Op). G- Calcopirita (Ccp) con magnetita (Mag) en su interior. H- Pirita (Py) en vetilla de cuarzo (Qz). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados, LR = luz reflejada. Muestra DACOL-03.	44
Figura 27. Muestra de mano DACHI-04.	45
Figura 28. A- Vuggy sílica. B- Alunita-pirofilita (alteración argílica avanzada), Muestra DACHI-04.	45
Figura 29. A y B- Opaco (Op) rodeado de clorita (Chl) sobre una matriz alterada a sericita (alteración clorita- sericítica) y sílice (silicificación). C y D- carbonatos dispersos, plagioclasa (Pl) alterada a sericita y arcillas (alteración sericítica). E y F- cristales de biotita alterados a clorita (Chl), plagioclasas alteradas epidota (Ep), sericita y arcillas (alteración propilítica). G- Calcopirita	

(Ccp) en pirita. H- Oro (Au) diseminado y pirita (Py) disgregada anhedral. I- Oro (Au) incluido en pirita (Py). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados, LR = luz reflejada. Muestra DACHI-04.	47
Figura 30. A- Muestra de mano DAECU-02. Nótese, los clastos blanquecinos en una matriz rica en sílice (Qz)gris masiva y pervasiva.	48
Figura 31. A y B – Stockwork de turmalina (Tur), acompañado de opacos (Op). C y D- Clastos de cuarzo (Qz). E y F – Vetilla tipo E-B con bordes de biotita (Bt) cloritizada (Chl), acompañado de opacos (Op) y cuarzo (Qz) en la parte central.) G y H – Sulfuro intersticial de pirita (Py) magnetita (Mag) y calcopirita (Ccp). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados, LR = luz reflejada. Muestra DAECU-02.	50
Figura 32. A- Muestra de mano DAPER-01. Vetillas de cuarzo hialino cortadas por una vetilla de Pirita (Py).	51
Figura 33. A y B- Vena de pirita (Py), cuarzo (Qz) y carbonatos (Cb (epitermales). C y D- Vetilla tipo B de cuarzo hialino (Qz hialino) con sulfuros y biotita secundaria (alteración potásica). E y F- Cristales de wollastonita (Wo) como roca caja. G y H – Cristales de molibdeno (Mo) en vetilla tipo B de cuarzo hialino (Qz hialino). I y J- Pirita (Py) diseminada anhedral con. K- Pirita euهدral (Py) porosa (epitermal). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados, LR = luz reflejada. Muestra DAPER-01.	53
Figura 34. Localización esquemática relativa dentro del modelo generalizado de alteraciones-mineralización (Sillitoe, 2010) para las muestras del arco magmático de los Andes.	55

Lista de Tablas

Tabla 1. Principales grupos de rocas descritos en este estudio.	25
Tabla 2. Principales grupos de rocas descritos en este estudio.	41
Tabla 3. Comparativo petrológico-metalográfico de Los Andes y Provincia Mineral de Tapajós	56

Resumen

La mayoría de los depósitos tipo pórfidos se desarrollan en sistemas de arcos de islas y continentales desde el Paleoproterozoico (Seedorff et al., 2005; Juliani et al., 2021) y edad reciente, representando la principal fuente mundial de Cu y Mo y/o metales preciosos Au, Ag (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Las provincias metalogénicas en los Andes y el Cratón Amazónico desarrollan gran cantidad de depósitos magmático-hidrotermales, los cuales han sido objeto de estudios detallados que han permitido clasificarlos, siendo importante establecer en el contexto del análisis de estos trabajos investigativos las similitudes y diferencias a partir de muestras de roca provenientes de sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido definidos en Chuscal (Colombia), Pegasus (Ecuador), Antamina (Perú), Las Tórtolas (Chile) y de la Provincia Mineral de Tapajós (Brasil). La base de la comparación serán análisis petrográficos macro y micro teniendo en cuenta tipos litológicos, de alteración hidrotermal y caracterización metalográfica, con la finalidad de evidenciar potenciales similitudes petrogenéticas entre arcos de edad Paleoproterozoicos y actuales presentes en la actual cordillera de los Andes.

Palabras claves: Sistemas magmático-hidrotermales, Andes, Provincia Mineral de Tapajós, alteraciones hidrotermales, petrografía.

Introducción

La tectónica de placas se define como el entendimiento dinámico de la corteza tanto continental como oceánica (Referencia). Los márgenes o límites de placas están sometidos a distintos esfuerzos que consisten en movimientos de divergencia (tensión), transformantes y convergencia (compresión) (Schettino, 2014), siendo este último límite, el responsable del origen de arcos continentales a partir de la colisión placa oceánica-continental. La corteza continental es boyante sobre la corteza oceánica, por consiguiente, al ser subducida da lugar a la deshidratación de esta, generando así fusión parcial que posteriormente da lugar a la generación de magmas ricos en fluidos hidrotermales (Winter, 2014).

Los depósitos tipo pórfido se pueden definir como volúmenes de roca ($10\text{-}100\text{ km}^3$) alterada hidrotermalmente y mineralizada, centrada en intrusivos porfídicos calco-alcalinos que interactúan con fluidos hidrotermales ricos en azufre, metales base y preciosos (Seedorff et al., 2005). Los depósitos tipo pórfido se encuentran en arcos magmáticos y su génesis se asocia usualmente a márgenes convergentes o zonas de subducción (Seedorff et al., 2005; Richards, 2003; Sillitoe, 2010). La interacción con fluidos supérgenos en la parte más somera de los depósitos tipo pórfido (1-2 km) puede dar lugar a la formación de depósitos epitermales (Hedenquist & Lowenstern, 1994, Simmons et al., 2005) .

La Cordillera de los Andes es un margen continental activo ubicado al oeste de Suramérica, se caracteriza por una extensa cadena montañosa de aproximadamente 8000 km (Ramos, 1999), producto de la subducción de la placa Nazca bajo la placa suramericana (Cahill & Isacks, 1992). Por consiguiente, se asocian a cuerpos magmáticos que se emplazan en una corteza continental heterogénea, en distintos periodos de tiempo (Laznicka, 2006).

La tectónica durante el Paleoproterozoico en el cratón amazónico es aún incomprendida en su totalidad, pero varios autores proponen su división a partir de provincias geocronológicas (Tassinari y Macambira, 1999, 2004) ,siendo de mayor importancia para este estudio la provincia Ventuari-Tapajós de edad Paleoproterozoica (1,9 a 1,8 Ga) (Tassinari & Macambira, 1999). Dentro de esta provincia geocronológica se localiza la Provincia Mineral de Tapajós (PMT) donde se evidencia un evento de subducción océano-continente de larga duración que produjo arcos magmáticos continentales parcialmente superpuestos denominados arcos Tapajónicos I y II con una edad de 2,0 a 1,77 Ga (Juliani et al., 2021).

Este proyecto busca describir petrográficamente y metalográficamente muestras representativas de sistemas magmático - hidrotermales de los Andes y la Provincia Mineral de Tapajós, con el fin comparar a grandes rasgos estos arcos magmáticos continentales de edades Meso-Cenozoicas y Paleoproterozoicas.

1. Generalidades

1.1. Pregunta de investigación

¿Cuáles son las semejanzas y diferencias a nivel petrográfico y en alteraciones hidrotermales entre sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido y epitermales mesozoicos y cenozoicos presentes en diferentes localidades de los Andes y en rocas Paleoproterozoicas en el Cratón Amazónico?

1.2. Hipótesis

Los sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido Paleoproterozoicos y los generados en el mesozoico y cenozoico en los Andes presentan características semejantes a nivel petrográfico y de alteración hidrotermal, asociadas a un origen común relacionado con márgenes activos convergentes de naturaleza corteza oceánica – corteza continental, lo cual indicaría que independientemente de la edad, presentan características genéticas comunes y por ende un potencial metalogénico asociado.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Caracterizar a nivel petrográfico muestras de roca provenientes de sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido en Chuscal (Colombia), Pegasus (Ecuador), Antamina (Perú), Las Tórtolas (Chile) y de la Provincia Mineral de Tapajós (Brasil).

1.3.2. Objetivos específicos

- Revisar los antecedentes bibliográficos en relación con la evolución geológica y metalogénicas asociadas a los sistemas magmático-hidrotermales a caracterizar.
- Caracterizar la mineralogía primaria y de alteración hidrotermal a nivel macroscópico las muestras objeto de estudio.
- Caracterizar la mineralogía primaria y de alteración hidrotermal, a escala microscópica en secciones delgadas.
- Comparar a partir de las semejanzas y diferencias resultantes de la caracterización.

2. Contexto geológico

A continuación, se hará una contextualización sobre los modelos asociados a los sistemas magmático-hidrotermales involucrados en las muestras analizadas y un marco de generalidades a nivel geológico sobre los sitios en donde estas fueron tomadas.

2.1. Sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido

Los sistemas magmático-hidrotermales tipo pórfido (Figura 1) se pueden definir como pequeñas áreas de extensión que oscilan 0.5-2 Km² alteradas hidrotermalmente y mineralizadas, centrada en intrusivos porfídicos calco-alcalinos que interactúan con fluidos hidrotermales ricos en azufre, los cuales se encuentran controlados por la relación K⁺/H⁺, la cual consiste en que el pH se acidifica y los sulfuros aumentan a medida que disminuye la temperatura (Pirajno, 2009; Seedorf, 2005). Los depósitos tipo pórfido son fuentes de cobre, oro y molibdeno principalmente (Hedenquist & Lowenstern, 1994; Richards, 2009), de igual forma se encuentran evidencias de pórfidos post-colisionales relacionados con actividad tectónica que tiene lugar después del proceso de subducción (Richards, 2003).

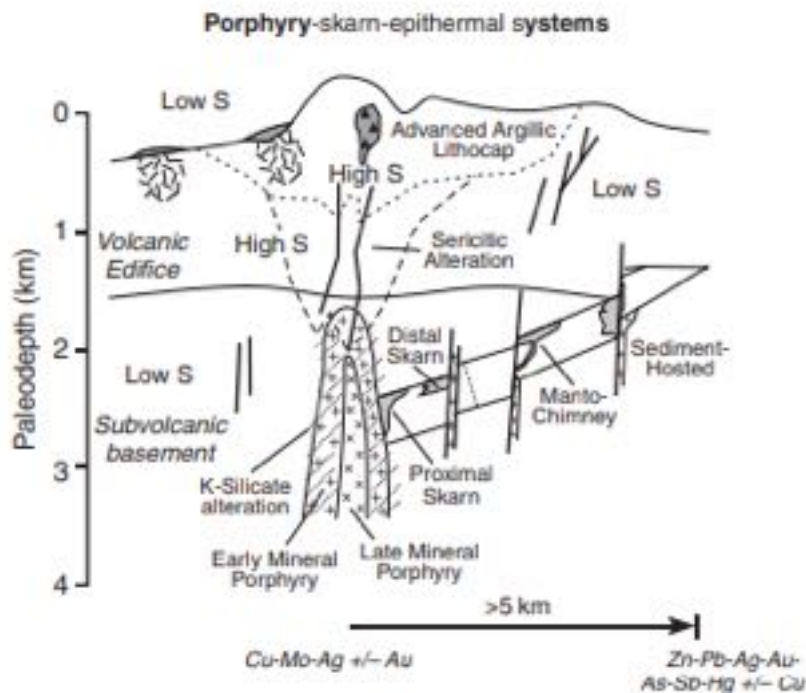


Figura 1. Modelo idealizado de Sistema tipo pórfidos-skarn-epitermales según (Pirajno, 2009).

2.2. Sistemas epitermales

Los sistemas epitermales pueden ser definidos como aquellos que se forman a temperaturas de hasta 300 °C, profundidades que oscilan entre 1-2 km, y pueden tener aporte de fluidos meteóricos. Los depósitos epitermales se pueden dividir en dos grandes grupos siendo estos de alta y baja sulfuración, como miembros extremos (Figura 2) (Hedenquist & Lowenstern, 1994, Simmons et al., 2005; Pirajno, 2009).

Estos miembros se caracterizan principalmente por involucrar componentes magmáticos en su formación. Los depósitos de alta sulfuración se caracterizan por pH ácidos (<2) y alteraciones argílicas de ensambles que reflejan condiciones acidas, y generalmente se encuentran espacialmente asociados a edificios volcánicos (Alta sulfuración). Los sistemas epitermales de baja sulfuración se asocian a fluidos con pH cercanos a neutro, distantes de las fuentes de calor magmática (Hedenquist & Lowenstern, 1994). Los sistemas de sulfuración intermedia se caracterizan por la presencia de vetas de cuarzo cristalino, usualmente se relacionado con carbonatos de Manganese (rodocrosita), al igual que galena con bajo contenido de FeS, tetraedrita-tentanita, y calcopirita principalmente (Sillitoe & Hedenquist, 2003; Simmons, 2005).

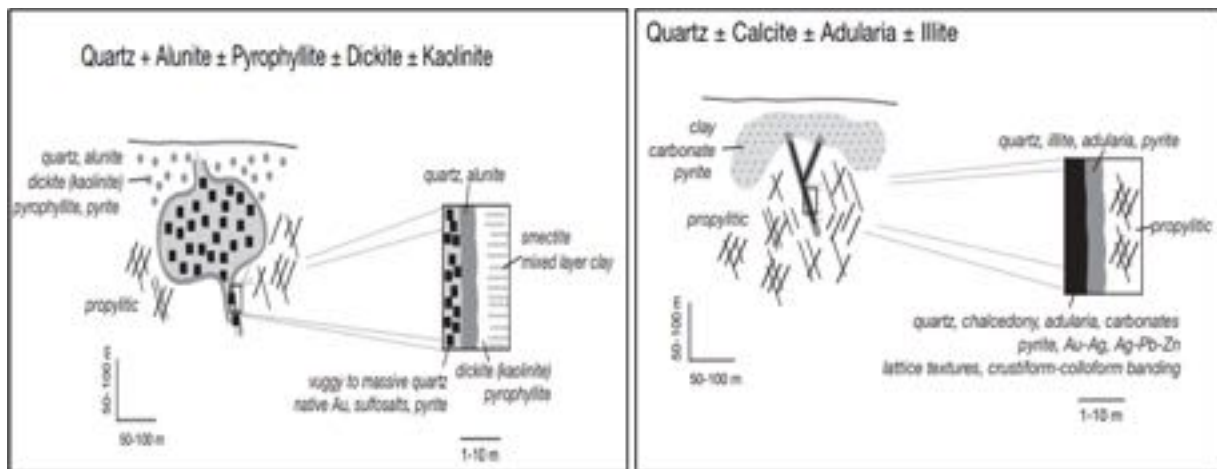


Figura 2. A- Esquema de zonación mineralógica alrededor de epitermales de alta sulfuración y patrones de zonación de la alteración mineral. B- Esquema de zonación mineralógica alrededor de epitermales de baja sulfuración y patrones de zonación de la alteración mineral (Sillitoe, 1997).

2.3. Tipos de alteración hidrotermal

Los procesos de alteración hidrotermal son procesos fisicoquímicos complejos que relacionan los cambios en la mineralogía, su composición química y texturas de rocas en el tiempo (Seedorff et al., 2005). Son producto de la interacción de fluidos calientes acuosos a diferentes temperaturas con las rocas por las que circulan, por medio de la porosidad o permeabilidad (primaria o secundaria) (Pirajno, 2009). El proceso de alteración hidrotermal se da mediante el intercambio de componentes químicos (metasomatismo), dados por la naturaleza de la roca encajante, la composición de los fluidos, y la concentración de los componentes del fluido como H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S y SO_2 . A continuación, se describen los principales tipos de alteración hidrotermal asociados a los sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido y epitermal (Figura 3) (Seedorff et al 2005; Simmons et al., 2005; Pirajno, 2009).

2.3.1. Alteración sódico-cálcica

Se encuentra normalmente en la parte profunda, comúnmente se encuentra en la roca caja que está siendo intruida por los intrusivos mineralizantes (Figura 3), generalmente está mal preservada, empobrecido en sulfuros y metales, se asocia principalmente con albita/oligoclasa, actinolita y magnetita, con pH cercano al neutro y temperaturas que oscilan entre 280 – 320 °C usualmente no representa ningún valor económico (Sillitoe, 2010).

2.3.2. Alteración potásica

Se encuentra comúnmente cerca al cuerpo intrusivo (Figura 3), gran parte de las mineralizaciones se encuentran formados sobre esta alteración hidrotermal, normalmente se encuentra en un rango de temperaturas que oscila entre 450-600°C (Seedorff et al., 2005; Pirajno, 2009). Para rocas relativamente máficas el mineral asociado es la biotita y rocas félsicas el feldespato potásico, siendo la plagioclasa sódica acompañante en ambas variaciones, usualmente se encuentra asociado a sulfuros (bornita-calcopirita-pirita), se asocia con pH neutro a alcalino y es el principal aportante o con mayor interese económico (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010).

2.3.3. Alteración propilítica

Se caracteriza por la adición de H_2O y CO_2 , típicamente los minerales asociados corresponden a epidota, clorita, carbonatos, albita, feldespato potásico y pirita, se encuentra en las partes

marginales del sistema porfídicos y epitermal (Figura 3), con temperaturas que oscilan entre 200 – 250 °C, con un pH neutro levemente alcalino y normalmente se encuentra sin mineralización (Figura 3)(Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

2.3.4. Alteración clorítica – sericítica

Normalmente se distingue por ser de color verde pálido, en ocasiones se sobreimprime o reemplaza la alteración potásica pre-existente y se encuentra en la parte superior del pórfido (Figura 3). Se caracteriza por la alteración de plagioclasa a moscovita de grano fino y/o grupo de la illita, también se genera la transformación de magnetita hidrotermal a hematita y se asocia regularmente pirita y calcopirita (Sillitoe, 2010).

2.3.5. Alteración sericítica

Se caracteriza por la asociación de cuarzo-sericita-pirita, que a su vez se relaciona con feldespato potásico, caolinita, calcita, biotita, anhidrita y apatito. Comúnmente sobreimprime o reemplaza totalmente las alteraciones potásicas y clorita-sericíticas, se encuentra en la parte superior del sistema mineralizado (Figura 3). Regularmente dominada por pirita, (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

2.3.6. Alteración argílica

Se caracteriza por la formación de minerales arcillosos los cuales reemplazan minerales como plagioclasas, hornblendas y biotitas. Debido a la circulación de fluidos ácidos ($\text{pH} < 2$), a temperaturas que oscilan entre 100~360°C, se produce disolución de las rocas caja y la posterior precipitación de sulfuros ricos en metales base y preciosos (Figura 3) (Simmons et al., 2005; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010). La alteración argílica a su vez se puede subdividirse en dos alteraciones:

La alteración “**argílica intermedia**” caracterizada por la presencia de montmorillonita, illita, clorita, arcillas caoliníticas y en menor proporción sericita. Se encuentra zonificada de tal forma que la caolinita está en la parte más cercana o central y la montmorillonita en la parte externa (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

La alteración “**argílica avanzada**” caracterizada por la completa destrucción de los feldespatos, plagioclasas y silicatos máficos. los minerales diagnósticos son la dickita, caolinita, pirofilita, barita, alunita, diásporo, y minerales APS (sulfatos de aluminio y fosfato) (Simmons et al., 2005). Cabe resaltar que un rasgo característico de este tipo de alteración producto de la intensa acidificación son las texturas vuggy de cuarzo. Los grandes volúmenes de rocas alteradas a asociaciones minerales de argílica avanzada se denominan lithocaps, y estos indican las partes superiores de sistemas magmático-hidrotermales (Simmons et al., 2005; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

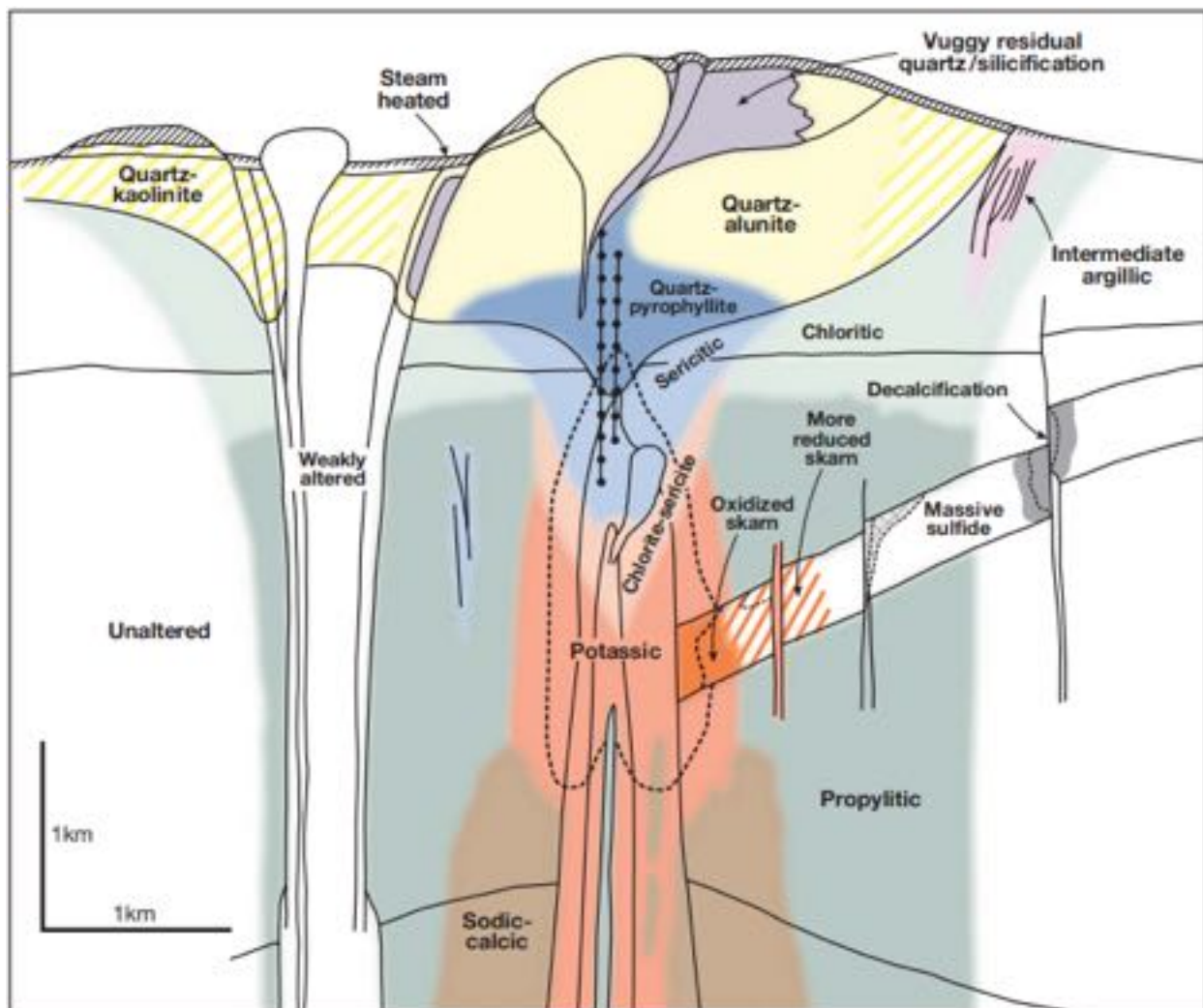


Figura 3. Esquema generalizado de alteraciones hidrotermales (Sillitoe, 2010).

3. Contexto tectónico y metalogénico de las muestras de estudio

A continuación, se contextualizan las muestras de estudio, describiendo localización, geología local, marco tectónico y mineralización correspondiente (Figura 4).



Figura 4. Mapa de localización de las muestras de las zonas de estudio.

3.1. Chuscal (Colombia)

El Proyecto Quinchia Gold Project de la empresa Cerritos incluye varios proyectos de exploración como Dosquebradas, Santa Sofía, Las Lomas, Miraflores, Tesorito y Chuscal (Figura 5) (Bissig et al., 2017).. Chuscal está ubicado en el centro-oeste de Colombia, 100 km al sur de Medellín (Figura 5), en el departamento de Risaralda y en un distrito conocido como Cinturón de pórfidos de oro del Cauca Medio (Bissig et al., 2017).

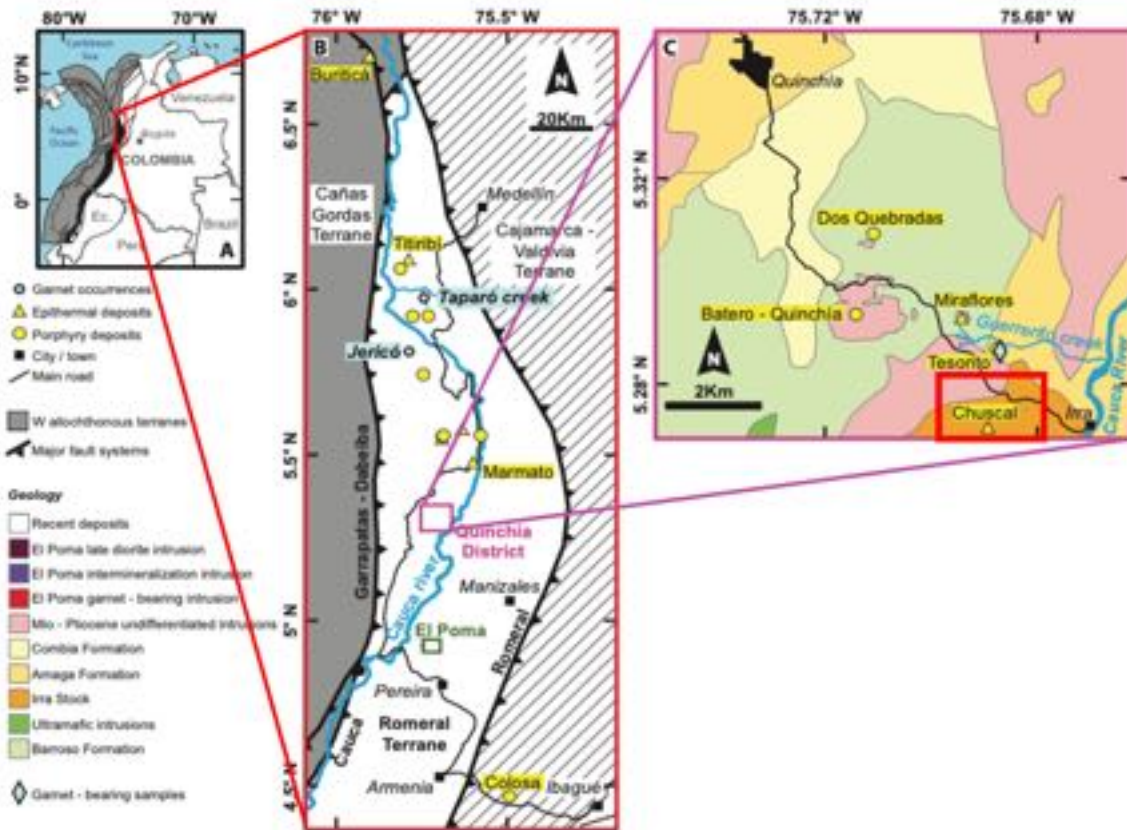


Figura 5. A- Cinturón Au-Cu Cauca Medio en el noroeste de Colombia dentro de los Andes del Norte. Se muestran los terrenos geológicos del occidente de Colombia, incluido el terreno para-autóctono de Cajamarca-Valdivia (sombreado), el terreno Mélange de Romeral (negro) y los terrenos alóctonos occidentales (gris) (Cediel et al., 2003). B- Ubicación de los principales pórfidos y depósitos epitermales dentro del cinturón Cauca Medio Au-Cu, incluyendo el distrito de Quinchía. C- Mapas geológicos simplificados del distrito de Quinchía. Se indican los principales depósitos de pórfidos y epitermales dentro del distrito de Quinchía, modificado de (Bissig et al., 2017).

La evolución geológica de los Andes colombianos registra una colisión, acreción, subducción y magmatismo de arco que ha ocurrido desde el Meso-Proterozoico (Cediel et al., 2003; Pulido, 2003; Mejía, 2011), relacionados la interacción entre las placas de América del Sur, Farallón (Nazca y Cocos) y el Caribe en la esquina noroeste de América del Sur o “Andes del Norte” (McCourt et al., 1984; Cediel et al., 2003).

El sistema de fallas Romeral y el sistema de suturas en el centro-oeste de Colombia marca el límite entre rocas predominantemente oceánicas al oeste asociadas al terreno Romeral del Mesozoico y Paleozoico con rocas predominantemente continentales al este (Cediel et al., 2003).

El basamento del terreno romeral está compuesto por roca metamórficas de bajo grado asociadas a un ambiente de fondo oceánico, cubierto por secuencias de rocas siliciclásticas transicionales marinas a terrestres poco profundas del Eoceno al Mioceno temprano, depositadas de manera discordante en cuencas separables durante el levantamiento de las cordilleras centrales y occidentales, se encuentran superpuesta por depósitos volcánicos basálticos a riolíticos del Mioceno tardío y Plioceno (López et al., 2006).

El proyecto de exploración Chuscal se encuentra sobre la Formación Irra (Figura 5 C) que comprende una extensión de 32 km² y que fue descrito inicialmente por Mosquera, (1978) . La roca predominante es un granito de grano medio a grueso, compuesto por plagioclasas zonadas, euhedral a subhedral, ortoclasa anhedral peritítica, el cuarzo es accesorio, intersticial entre feldespatos o puede estar ausente. El piroxeno es augita, subhedral a anhedral y presenta bordes de clorita; la hornblenda es euhedral de color verde y en parte podría estar cloritizada, aunque no se presenta directamente relacionada con este mineral. La biotita se presenta en laminas, asociadas con piroxenos. Los minerales accesorios más abundantes son apatito, esfena y opacos (González, 2001) .

Las secuencias del Mioceno se encuentran intruidas por pórfidos calco-alcalinos intermedios a félsicos (Mejía, 2011). El cinturón metalogénico del Cauca medio es un arco magmático de edad Mioceno con tendencia N-S de aproximadamente 150 km de longitud (Sillitoe, 2008). Se divide en dos estilos de mineralización, el primero de pórfidos Au-Cu-(Mo), en forma de stockworks y diseminaciones de Au-Cu dentro de pórfidos de diorita, y una segunda de sulfuración intermedia en vetas de Au-Ag-Zn con alteración sericitica, argílica, propilítica (Shaw et al., 2011). El proyecto Quinchia se encuentra en estado de factibilidad y se ha realizado la solicitud de la licencia ambiental a la Corporación Autónoma Regional de Risaralda (CARDER) según la información disponible en la página web de Los Cerritos.

3.2. Pegasus (Ecuador)

El proyecto de exploración Pegasus se encuentra en el centro-oeste del Ecuador, en la transición de costa a Sierra, en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, específicamente en la provincia de Cotopaxi, en el cantón de La Maná, aproximadamente 120 kilómetros al sur de Quito (Figura 6).

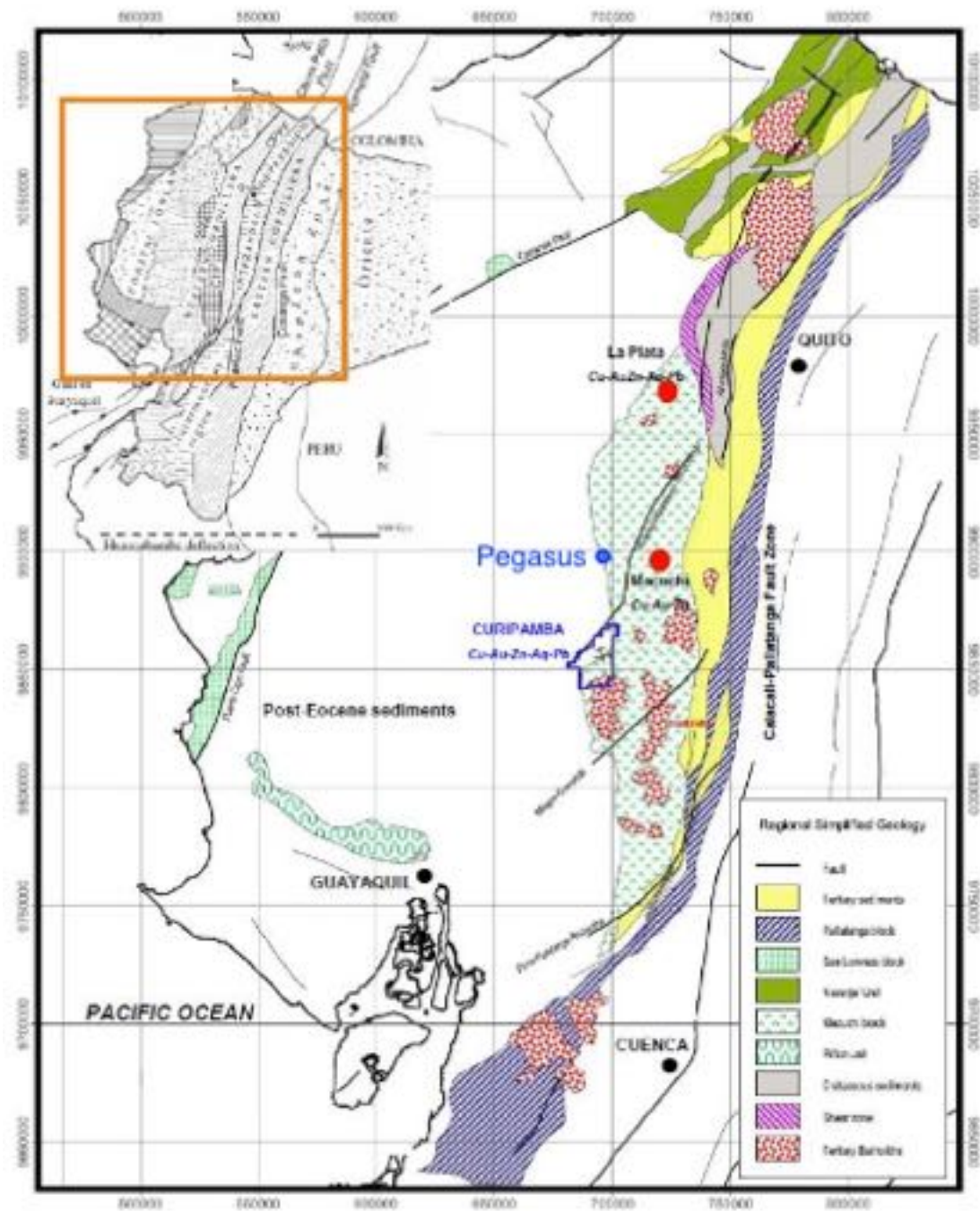


Figura 6. Geología regional: Terreno Macuchi y ubicación del proyecto Pegasus, tomado y modificado (BISA, 2014).

El Ecuador se encuentra sobre un margen activo, influenciado por el proceso de subducción de la placa Nazca y Suramericana (Somoza, 1998). El proceso de subducción dio como resultado la formación de los Andes del Ecuador (Spikings et al., 2001), que consisten en dos cadenas montañosas, la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental o Cordillera Real, separadas por un graben central llamado graben interandino (Hall & Calle, 1982).

La Cordillera Occidental está dominada por una sucesión de eventos de acreción de bloques alóctonos (terrenos volcánicos, oceánicos y arcos de islas) de edades Cretácica tardía a Terciario temprano (Litherland & Aspden, 1992; Kerr et al., 2002; Spikings et al., 2005).

Las unidades de acreción más grandes y jóvenes son los terrenos de Pallatanga y Macuchi (Figura 6), donde se pueden identificar rocas volcano-sedimentarias y lavas andesíticas (Vallejo et al., 2009). El proyecto de exploración Pegasus se encuentra sobre la Formación Macuchi.

Chiaradia y Fontboté, (2001), dividieron la Formación Macuchi en dos miembros; la unidad Basal Macuchi incluye flujos de basaltos, principalmente como flujos de lava submarina y la unidad Macuchi principal o superior, contiene predominantemente de andesitas basálticas a andesitas. La Formación Cretácica Macuchi fue intruida por rocas de composición calco-alcalina, como granodioritas y dioritas, responsables de la alteración hidrotermal y mineralización (Goossens y Rose Jr, 1973; Feininger, 1980; Jaillard, 1986).

Los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) en Ecuador relacionados a la Unidad Macuchi presentan edades Paleoceno-Eoceno y se desarrollan principalmente en un ambiente extensional de back-arc o en cuencas extensionales de tras-arco con dominio volcánico (Henderson, 1979; Hughes & Pilatasig, 2002; Vallejo Cruz, 2007).

La mineralogía de los VMS consiste en cuerpos con contenido variable de pirita, calcopirita, esfalerita, galena, ocasionalmente bornita y calcosina, presentan contenidos variables de oro y plata relacionados a sulfosales. Minerales de ganga incluye barita, yeso/anhidrita, sericita y clorita, con un estilo de mineralización estratiforme característico de estos sistemas (Franklin, 2009; Pratt, 2008; Vallejo, 2013).

3.3. Antamina (Perú)

La mina Antamina es una de las minas a cielo abierto de Cu-Zn-Mo más grandes del mundo, ubicada a ~4200 msnm de elevación en los Andes peruanos. Se encuentra en la parte oriental de la Cordillera Occidental, al este de la Cordillera Blanca y al oeste del valle del Río Marañón. La mina Antamina está ubicada aproximadamente en el departamento de Ancash en el centro-norte de Perú a aproximadamente a 270 km al norte de Lima (Figura 7) (Vriens et al., 2019).

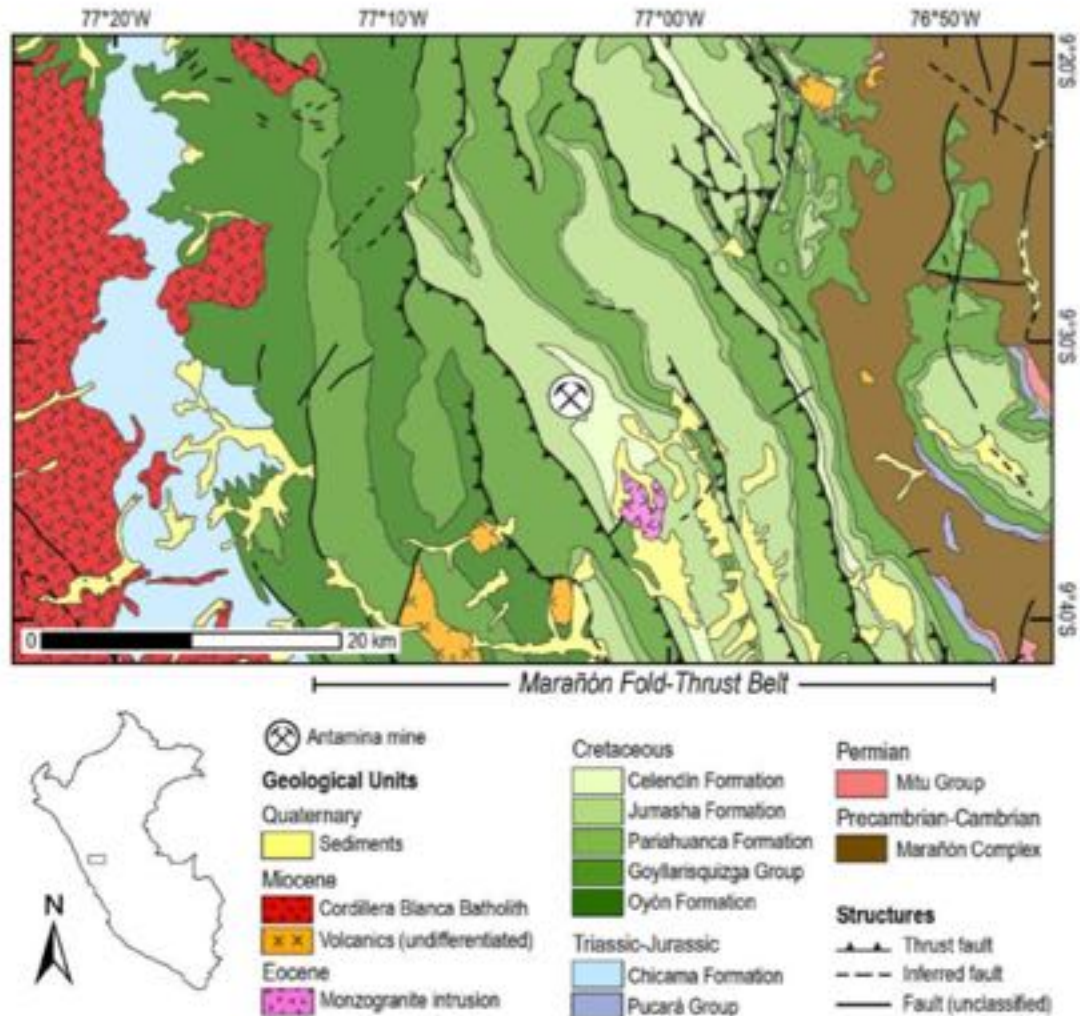


Figura 7. Mapa geológico regional y la localización mina Antamina, Perú, tomado de Mrozek (2018).

Antamina se encuentra sobre la zona del cinturón de pliegue y empuje de Marañón, (Love et al., 2004; Mrozek (2018). con dirección Noreste-Sureste (Wheeler, 1978). Estas estructuras de piel delgada del Eoceno se atribuyen a la orogenia Incaica (Mégard, 1984). Las fallas de empuje se

reactivaron como estructuras extensionales en el Mioceno tardío en el momento de la intrusión y la formación de skarn (Redwood, 1999; Mrozek 2018).

Este depósito consta de varios cuerpos de varios skarn de cobre y zinc de alto grado desarrollados en una serie de pórfidos cuarzo-monzoníticos y diques con edades de 10.83 a 10.57 Ma (Escalante et al., 2010). El depósito de Antamina intruyó rocas carbonatadas de la formación Machay (Szekely, 1967). Estas rocas también han sido mencionadas informalmente como serie de calizas del Cretácico superior y Albiano (Mégard, 1984), y secuencia de carbonatos superiores (Manrique, 1998).

El grupo Machay contiene dos secuencias transgresivas separadas por levantamiento y erosión en el Albiano medio a tardío relacionado con la orogenia Mochica (Mégard, 1984). En la parte inferior del grupo se encuentra la sucesión Pariahuanca, Chulec y la Formación Pariatambo (Figura 7 y Figura 8), formados por areniscas calcáreas y masivas, calizas fosilíferas, intercalaciones entre capas delgadas de margas y calizas (Benavides-Cáceres, 1956; Jaillard, 1986; Wilson, 1963). Durante el Albiano medio a tardío se presenta un hiato estratigráfico seguido de la depositación de la Formación Jumasha y Celendín comprendiendo las partes superiores del grupo (Figura 8). La Formación Jumasha formado por calizas grises, gruesas e intercaladas con capas finas de calizas margosas, calizas nodulares y margas (Jaillard, 1986; Ángeles, 2002). La Formación Jumasha se clasifica como una secuencia de margas de capa fina, caliza margosa y lutitas (Benavides-Cáceres, 1956). Se ha inferido un contacto transgresivo entre estas dos formaciones (Figura 7) (Love et al., 2004).

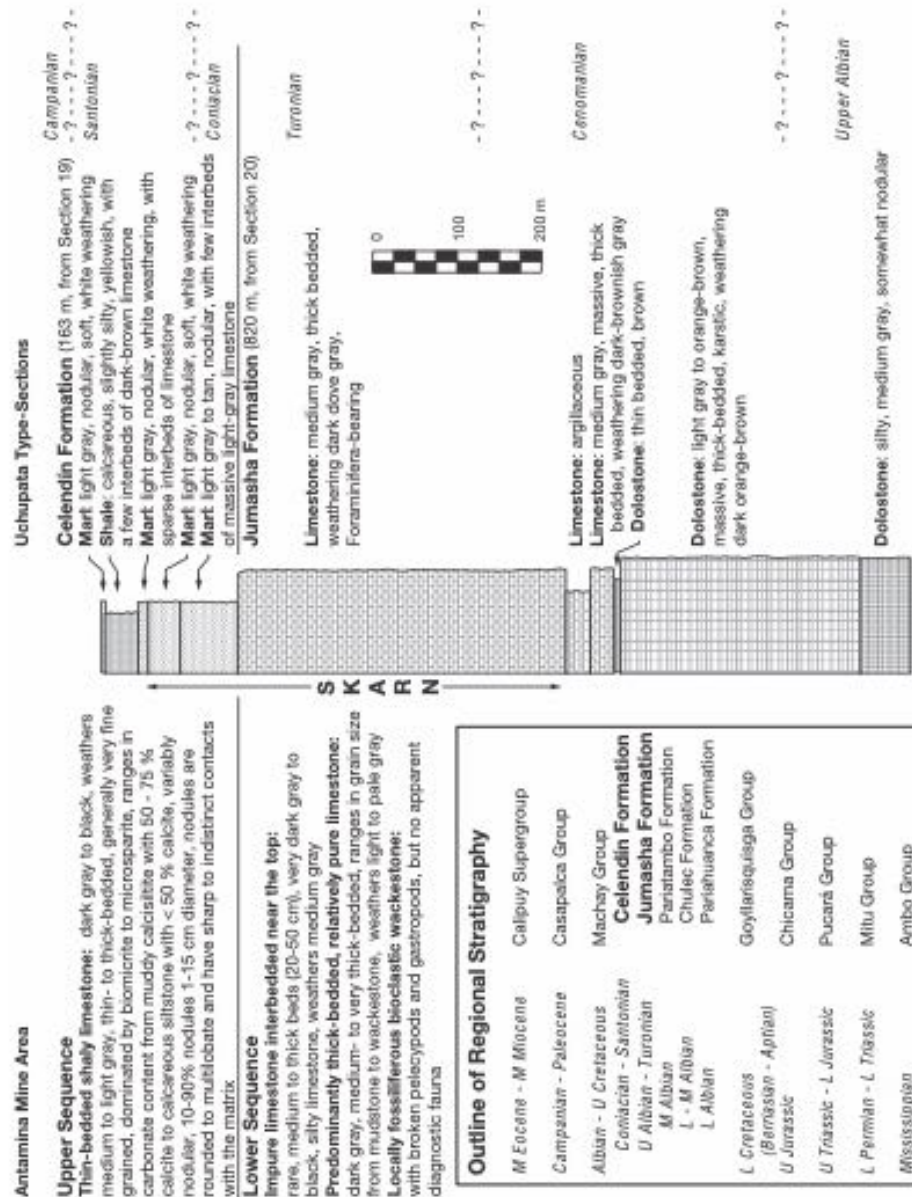


Figura 8. Columna estratigráfica inferida en el área de la mina comparada con la de las Formaciones Jumasha y Celendín, tomado de (Benavides-Cáceres, 1956).

El depósito de Antamina es un skarn polimetálico con mineralización de cobre, zinc, plata, molibdeno y bismuto (Escalante et al., 2010; Mrozek et al 2020). El depósito se formó durante el emplazamiento de los complejos intrusivos porfiríticos en calizas de la Formación Celendín (Escalante et al., 2010; Mrozek et al 2020). El skarn se encuentra zonificado según las alteraciones del pórfido central de cuarzo monzonita: skarn de color rosa a marrón con una

intrusión alterada (endoskarn). Skarn de granate marrón a verde (exoskarn). Zona de mármol blanco y gris compuesta de calcita de grano grueso con cantidades menores de escapolita, Ca-plagioclasa, K-feldespato, flogopita y pirrotita asociado a la formación Jumasha. Una zona de mármol y hornfels de color canela que se clasifican en piedra caliza asociada a la Formación de Jumasha. Zona externa de intrusivos grises y verdes claro, compuesta por trazas de pirita–pirrotita, hornfels café, débilmente oxidados (Escalante et al., 2010; Mrozek et al 2020). Antamina se encuentra le proceso producción que constan de la extracción y exportación del mineral, según la información disponible en la página web de Antamina.

3.4. Las Tórtolas (Chile)

El proyecto de exploración Las Tórtolas- Hediondas se encuentra en la región de Atacama sobre el cerro de Las Tórtolas Norestes de Chile y límites con Argentina. Las elevaciones en la zona varían de 3.800 m a 5.500 m sobre el nivel del mar (Figura 9).

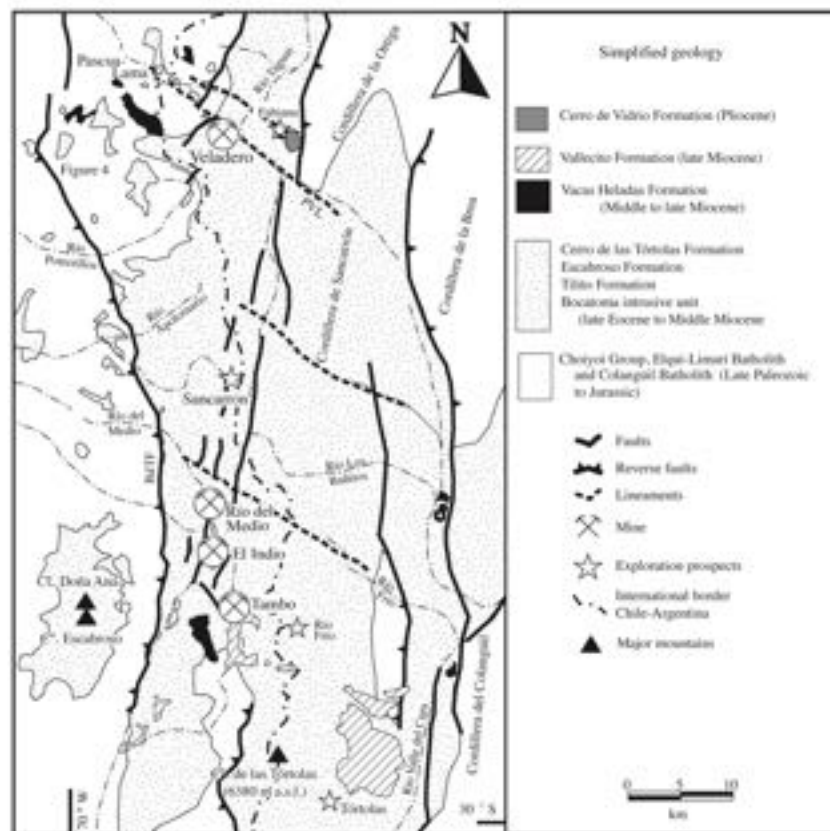


Figura 9. Mapa geológico del cinturón de El Indio y ubicación de los principales depósitos epitermales (Bissig et al., 2002).

Los andes chilenos pueden interpretarse como una secuencia de arcos magmáticos formados por la subducción activa desde el Paleozoico (Oliveros et al., 2020). La subducción plana durante la orogenia Andina influenció la creación de los rasgos geográficos actuales, ya que ha controlado el magmatismo y la tectónica (Charrier et al., 2007). La región andina del norte de Chile presenta tres importantes unidades morfoestructurales en las que afloran unidades paleozoicas y mesozoicas: la Cordillera de la Costa, la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Frontal. Esta última caracterizada por un estilo estructural de tectónica de piel gruesa (thick-skinned) durante eventos colisionales del Eoceno y Mioceno, se exponen rocas cristalinas del paleozoico al Triásico (Cembrano et al., 2002; Fosdick et al., 2015; Oliveros et al., 2020; Salazar & Coloma, 2016). El proyecto de exploración se encuentra en el dominio estructural de la Cordillera Frontal.

Las rocas del basamento se conforman por terrenos alóctonos Pre-jurásicos (Oliveros et al., 2020) asociados a Granitos y Riolitas del Paleozoico Tardío y se encuentran cubiertos por una unidad conglomerática del Jurásico al Cretácico relacionados con el desarrollo del arco más temprano. Las rocas clásticas conglomeráticas se superponen discordantemente a las unidades riolíticas del Permo-Triásico (Sanguinetti, 2006).

Las compresiones desde finales del Oligoceno hasta la actualidad, particularmente asociadas con el desarrollo de un arco volcánico del Mioceno, dieron como resultado la inversión fallas extensionales del Paleoceno-Eoceno. Las rocas intrusivas del Oligoceno superior al Mioceno y las rocas volcánicas asociadas forman diferentes cinturones en los Andes centrales, con prospecciones de sistemas hidrotermales tipo pórfidos y sistemas epitermales de Au-Cu (Cinturón de Maricunga) y sistemas epitermales de alta sulfuración (El Indio- Pascua) (Sanguinetti, 2006).

El proyecto exploratorio se encuentra sobre el cinturón del El Indio, con una longitud casi continua de 200 km contiene rocas volcánicas y volcánicas que han sufrido una intensa fracturación y alteración hidrotermal (Bissig et al., 2002; Siddeley & Araneda, 1990). El vulcanismo en el oligoceno y el Mioceno temprano generó inicialmente la Formación Tilito de composición dacítica a andesíticas y pequeños cuerpos de basaltos (Winocur et al., 2015). La Formación Tilito está superpuesta de manera discordante por las formaciones andesíticas Escabroso (21-17 Ma) y Cerro de las Tórtolas (16.6-14 Ma) (Bissig et al., 2002; Martin et al., 1995).

Las rocas intrusivas del Mioceno son las rocas que contienen la mineralización hipogénica de Cu, Au y Mo (Devine et al., 2017). El sistema epitermal es el resultado de la superposición de

eventos hidrotermales dividido en dos etapas. Una intrusión porfídica ligada a mineralización de Cu- Au asociado a un sistema epitermal temprano que fue erosionado y sobre el cual se ha sobreimpuesto un nuevo sistema epitermal, asociado a una intrusión más tardía (Devine et al., 2017).

3.5. Provincia de Mineral de Tapajós (Brasil)

La Provincia Mineral de Tapajós (PMT) cubre aproximadamente 90,000 km². Geográficamente se ubica en la región suroeste del estado de Pará, en los municipios de Novo Progresso y Altamira. Limita al norte por la cuenca del Amazonas, al este aproximadamente por el río Iriri, al sur por el graben de Cachimbo y al oeste por el río Abacaxis (Figura 10) (Gómez-Gutiérrez, 2018).

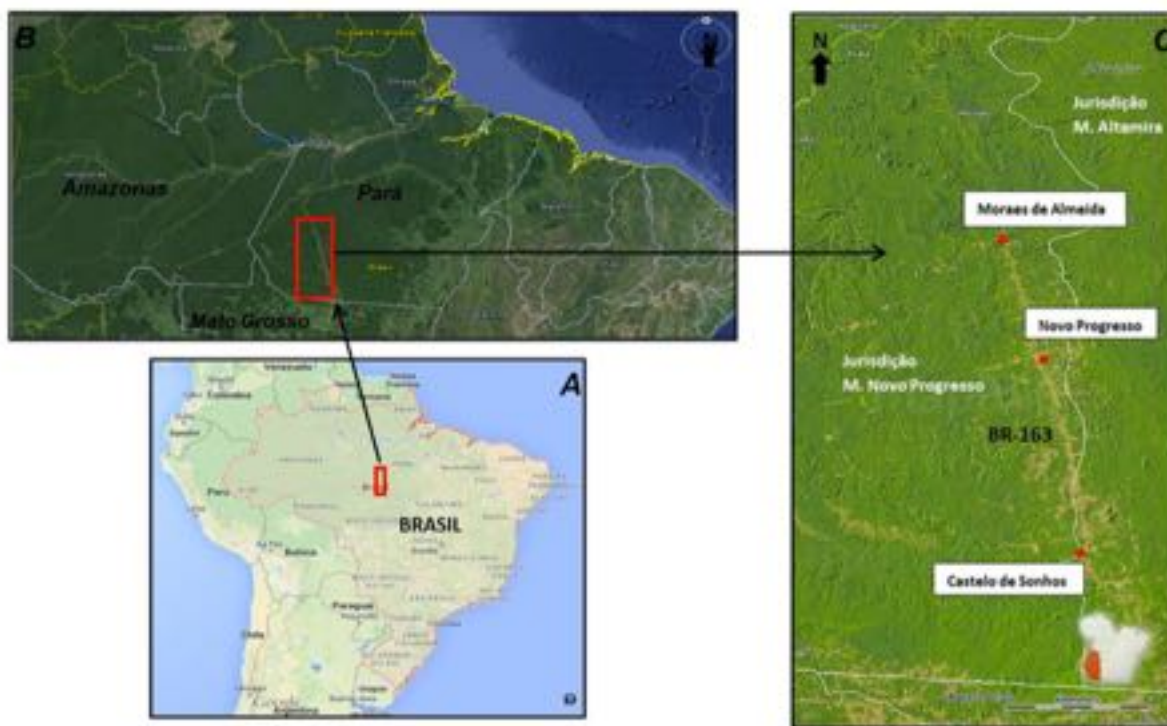


Figura 10. Ubicación y localización de las muestras dentro de la provincia mineral de Tapajós, tomado de (Gómez-Gutiérrez, 2018).

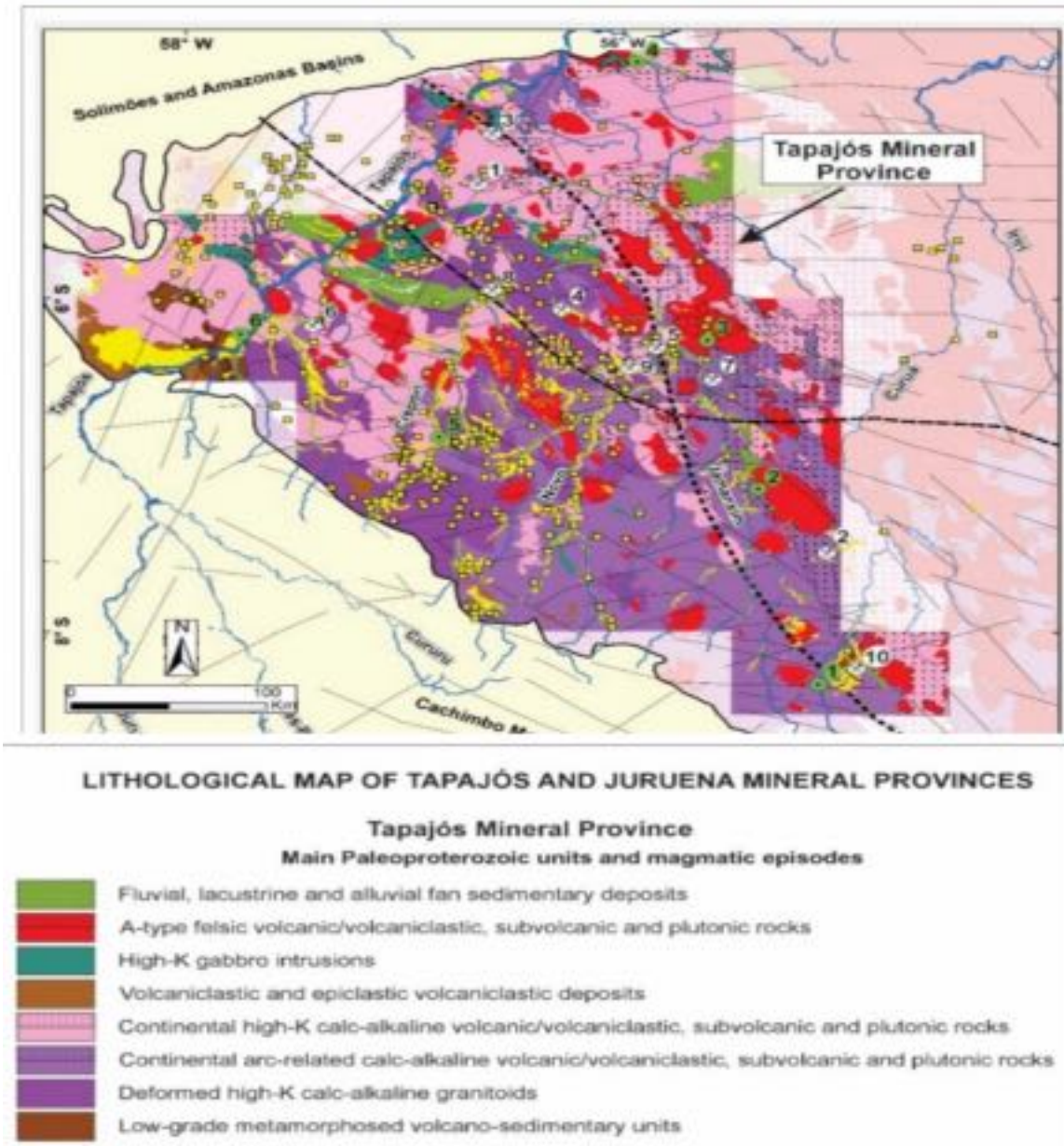


Figura 11. Mapa geológico del estado de Pará, con detalle en el área de prospección en el sur de la Provincia Mineral de Tapajós (rectángulo rojo), tomado de (Juliani et al., 2021).

Varios autores definen la evolución tectónica del Paleoproterozoico del cratón amazónico Tassinari & Macambira, (1999, 2004), subdividen el cratón amazónico en seis provincias geocronológicas (Figura 11); Amazónica Central (>2,5 Ga) compuesta por núcleos Arquéanos, Maroni - Itacaiúnas (2,2 a 1,9 Ga) que representa un proto-cratón Arqueano, Ventuari-Tapajós (1,9 a 1,8 Ga), Río Negro - Juruena (1,80 a 1,55 Ga), Rondoniano-San Ignacio (1,55 a 1,30 Ga),

y Sunsás (1,25 a 1,00 Ga) que representarían sucesivos sistemas de arco magmático insular, resultante de la convergencia entre el proto-cratón amazónico y la Provincia de Ignacio (1560-1300 Ma) y la Provincia de Sunsás (1200-950 Ma).

La Provincia Mineral de Tapajós (PMT), también llamada Provincia aurífera de Tapajós, comprende la parte sur de la Provincia de Ventuari-Tapajós (1,9 a 1,8 Ga). Presenta una compleja evolución tectónica caracterizada por una orogenia oceánica-continental de larga duración (casi 220 Ma) que originó dos arcos magmáticos continentales parcialmente superpuestos (arcos Tapajónicos I y II) (Gómez-Gutiérrez, 2018; Santacruz R. et al., 2021). Arco Tapajónico I, de edades de 2,1 a 1,97 Ga como una fase orogénica que se encuentra sobre una corteza continental predominantemente arcaica, según las edades de los modelos obtenidos a partir de datos isotópicos de Sm-Nd. Las rocas porfídicas, volcánicas y volcanoclásticas de este evento muestran alteración hidrotermal de tipo pórfido y epitermal (de baja y alta sulfuración) (Gutiérrez-Gómez, 2018; Juliani et al., 2021). El Arco Tapajónico II presenta edades de 1,88 a 1,87 Ga compuesto por rocas post-colisionales del magmatismo cálcico-alcalino (Gómez-Gutiérrez, 2018; Juliani et al., 2021). Las unidades volcánicas se preservaron gracias al rápido levantamiento e intensa erosión, así como la formación de cuencas de separación (Juliani et al., 2021).

Las unidades geológicas de la Provincia Mineral de Tapajós se encuentran representadas por una secuencia volcano-sedimentaria de aproximadamente 2,1 Ga del Grupo Jacareacanga, y las tonalitas, granodioritas y granitos subordinados de Cuiú-Cuiú (aproximadamente 2,01 Ga), Cumarú (2,01 Ga), granodioritas y granitos de Cumarú y Creporizão (ca. 1,97 a 1,95 Ga), tonalitas de Rio das Tropas (Ca. 1,90 Ga) y granodioritas y granitos de Parauari (1,89 Ga) (Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Coutinho et al., 2008).

Se han descrito rocas con alteraciones y mineralización hidrotermales magmático-epitermal de metales preciosos (alta, intermedia y baja sulfuración) y del tipo pórfido, principalmente de Au-Cu descritos y Cu – Mo. El magmatismo Utumã asociado con las rocas de vulcanismo tipo Alcalino (Santos et al., 2000) se le han incluido incorrectamente en este conjunto algunos stocks calco-alcalinos a graníticos con un intenso metasomatismo (Cathles & Shannon, 2007; Juliani et al., 2015; Juliani et al., 2021), responsables de las mineralizaciones.

En el PMT los yacimientos de oro controlados por fallas son principalmente en rocas graníticas, poco comunes en rocas volcánicas/volcanoclásticas y menores en secuencias sedimentarias. Además, se reconoce oro asociado a metales base en varias zonas con cobertura volcánica y

sedimentaria, especialmente donde la erosión de las unidades sedimentarias superiores exhuma la secuencia volcánica. Se asocia la mineralización magmática-hidrotermal en arcos magmáticos continentales como la principal fuente de oro (Juliani et al., 2021).

Los sistemas magmáticos hidrotermales tipo pórfido de la provincia de Tapajós fueron afectadas por metasomatismo potásico intenso (Cathles y Shannon, 2007; Juliiani et al., 2015 Juliiani et al., 2021). El cratón amazónico presenta una característica única en la cual, el feldespato de potasio presenta típicamente tonos rojizos a rojos fuerte en muestra de mano, por enriquecimiento de hierro en el fluido hidrotermal (Juliiani et al., 2015; Juliiani et al., 2021).

Los datos de isótopos estables indican que la mezcla entre aguas meteóricas y fluidos magmáticos para la formación de las mineralizaciones magmático-hidrotermales en Tapajós (Juliiani et al., 2005) son características de regiones ecuatoriales con fuertes tasas de evaporación, lo que puede caracterizar un ambiente tectónico similar al observado en los Andes según Juliiani et al. (2015). Los arcos magmáticos en el sur del Cratón Amazónico podrían compararse con el Jurásico de Chile central, que es entendido por Ramos (2010) como una etapa que precedería al arco compresivo de tipo chileno, según (Juliiani et al., 2015).

4. Metodología

Se realizaron las siguientes actividades dentro de un contexto sistemático de manejo de la información obtenida mediante la aplicación de técnicas y herramientas, las cuales se describen a continuación (Figura 12).

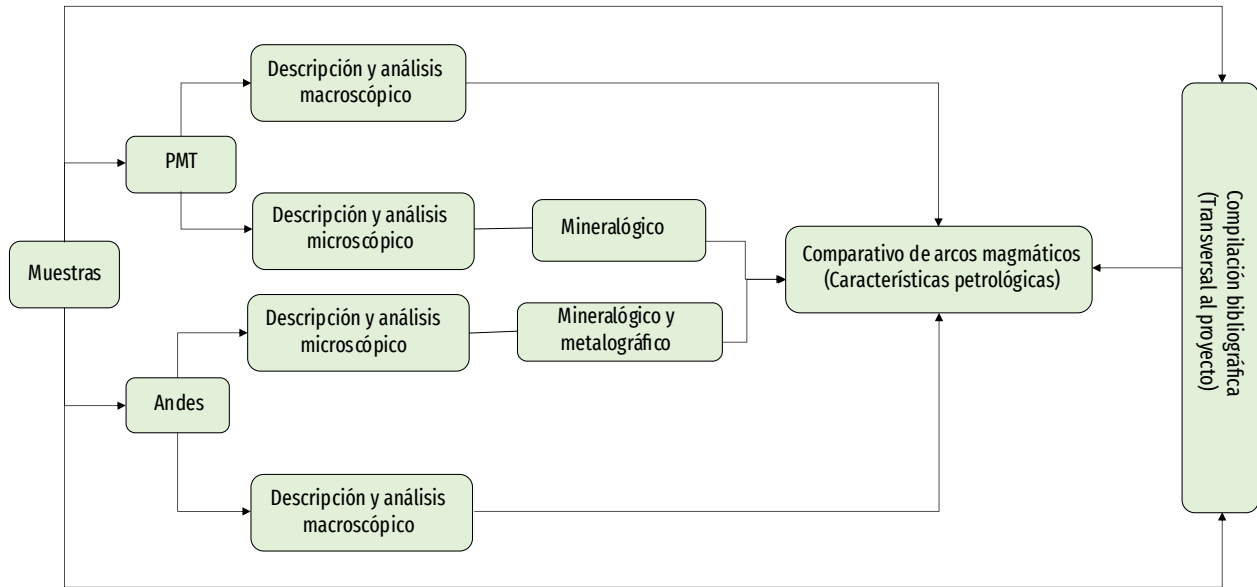


Figura 12. Diagrama de metodología implementada en este proyecto.

4.1. Compilación bibliográfica

En esta investigación se utilizó el método descriptivo de investigación científica apoyado en la revisión, análisis y generalización de información geológica sobre las condiciones geológicas, tectónicas e hidrotermales que rigen a los sistemas magmáticos-hidrotermales tipo pórfido localizados en Chuscal (Colombia), Pegasus (Ecuador), Antamina (Perú), Las Tórtolas (Chile) y Provincia Mineral de Tapajós (Brasil).

4.2. Descripción de laboratorio

Para el desarrollo de la petrografía a nivel microscópico se elaboraron secciones delgadas doblemente pulidas, las cuales se pueden definir como aquellas donde se requiere pulir ambas caras de la muestra a un espesor que oscila generalmente entre 50 a 120 μm con dimensiones 27 x 46 x 1,3 mm. (Mineslab, 2021). Esto con el fin de poder observar por medio del microscopio

petrográfico, los minerales apreciables por luz transmitida y de igual forma identificar mediante luz reflejada los minerales opacos. Cabe resaltar que se realizaron secciones doblemente pulidas con el fin de que, una vez culminado este proyecto, las muestras puedan ser utilizadas en diferentes estudios con distintitos enfoques; considerando que este tipo de secciones permiten analizar las inclusiones fluidas.

Esta fase se desarrolló en dos etapas la descripción macroscópica y microscópica:

Descripción macroscópica: se describieron las características apreciables en muestra de mano, como granulometría, mineralogía primaria y secundaria (cuando sea identificable), color, textura y estructuras (foliaciones, bandeamiento, xenolitos, entre otros) según (MacKenzie et al., 1982).

Descripción microscópica: utilizando secciones doblemente pulidas se describirá la mineralogía primaria y secundaria (alteración hidrotermal) se realizará en el laboratorio de Microscopía Petrográfica de la Universidad EAFIT utilizando un microscopio petrográfico y metalográfico (Figura 13).



Figura 13. Microscopio petrográfico Zeiss.

4.3. Comparativo

Partiendo de las caracterizaciones observadas se procede a realizar un comparativo entre las muestras andinas (Chuscal (Colombia), Pegasus (Ecuador), Antamina (Perú), Las Tórtolas (Chile)) y las muestras cratónicas PMT (Provincia Mineral de Tapajós (Brasil)), teniendo como base las descripciones la petrográficas tanto primaria, como de alteración hidrotermal y por consiguiente interpretación que se estipuló, contemplando la metalografía analizada (Para la muestras de los Andes) con el fin de encontrar similitudes o diferencias entre arcos magmáticos meso-cenozoicos con arcos Paleoproterozoicos.

5. Resultados y Análisis petrográficos

A continuación, se describirán las características macroscópicas, posteriormente se analizará microscópicamente y describirá mineralógicamente, se identificarán los tipos de alteraciones hidrotermales y la metalografía asociada encontradas en las secciones delgadas de cada una de las muestras, para finalmente asociarlas con una ubicación relativa según el modelo de (Figura 24) (Sillitoe, 2010).

5.1. Provincia Mineral de Tapajós (Brasil)

Las muestras descritas y analizadas de la Provincia Mineral de Tapajós corresponden litológicamente a rocas ígneas, las cuales se subdividen un cuerpo intrusivo (granito), tres rocas hipoabisales (pórfido dacítico, pórfido granítico y pórfido andesítico) y una extrusiva (Andesita) (Tabla 1).

Tabla 1. Principales grupos de rocas descritos en este estudio.

Tipo de roca	Roca ígnea	Hipoabisal	Pórfido Andesítico
			Pórfido Dacítico
			Pórfido Andesítico
			Pórfido granítico
		Intrusivo	Granito

5.1.1. Rocas Ígneas (Intrusivas)

5.1.1.1. Granito (NP-254)

5.1.1.1.1. Descripción y análisis macroscópico

Roca con textura fanerítica con tonalidades naranjas y patinas de óxidos, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa. El cratón amazónico presenta una característica única el cual el feldespato de potasio presenta típicamente tonos rojizos a rojos fuerte en muestra de mano, por enriquecimiento de hierro en el fluido hidrotermal (Juliani et al., 2015). El metasomatismo potásico ocurre en intensidad moderada y en estilo selectivamente pervasivo remplazando la plagioclasa de la matriz y los bordes de los fenocristales preservando los núcleos de plagioclasa ígnea (Figura 14). Según el diagrama de clasificación para rocas de (Streckeisen, 1974) se clasifica como un granito.

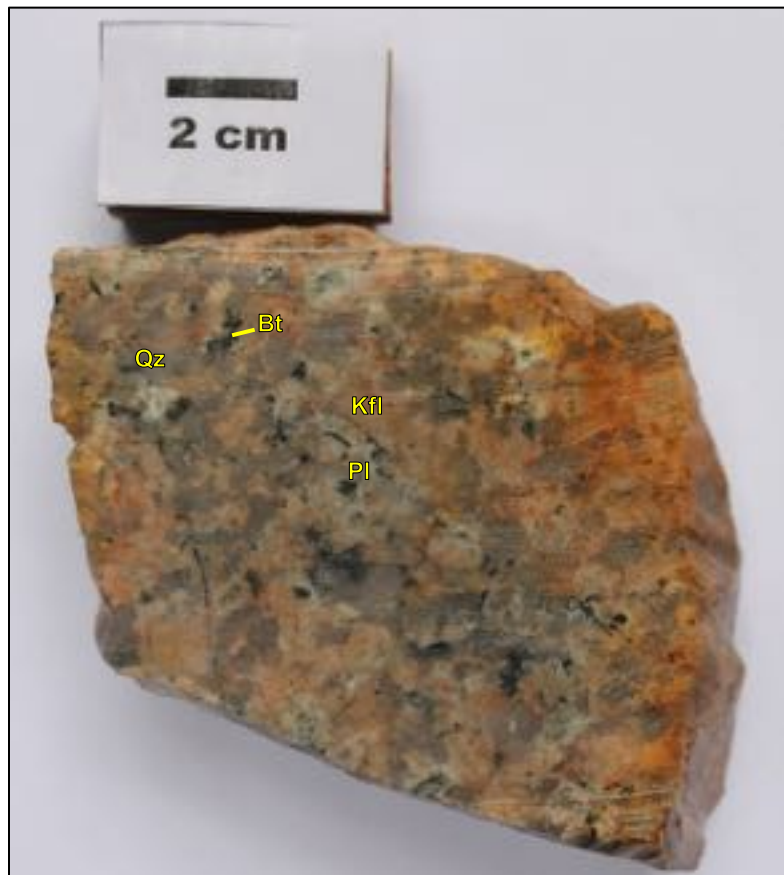
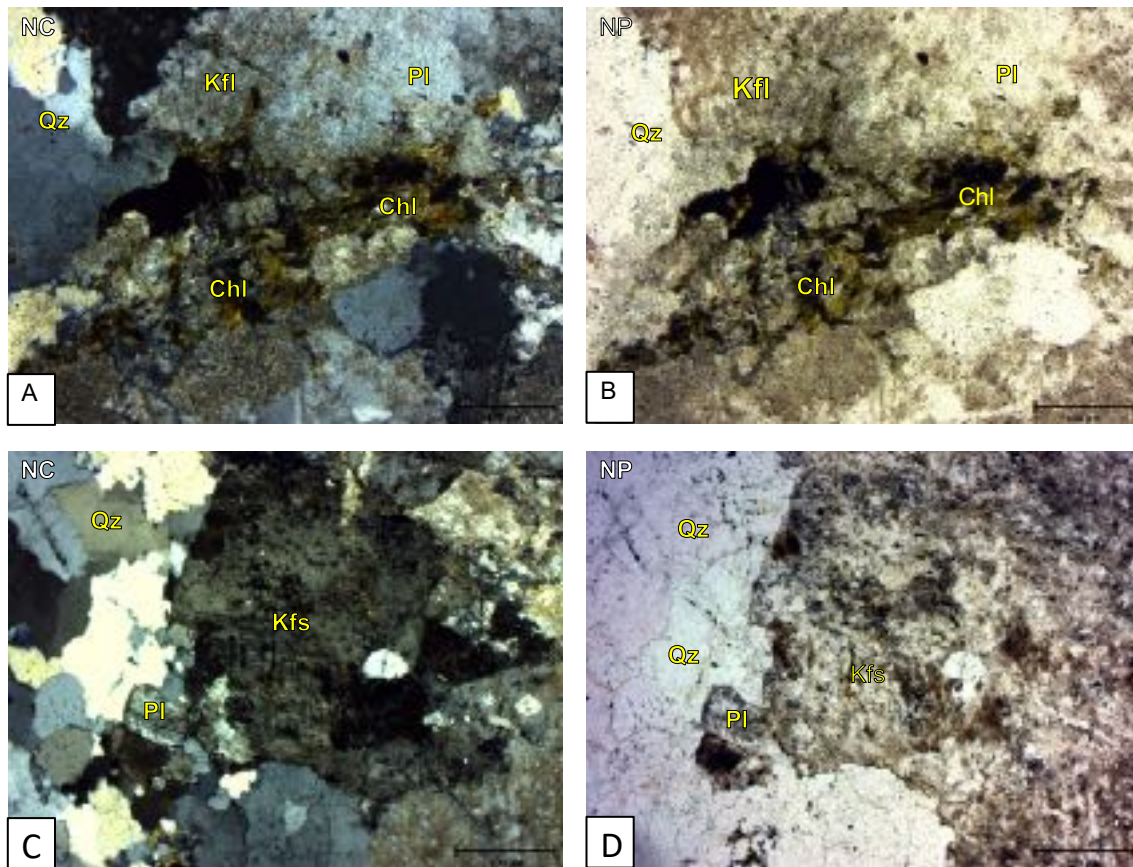


Figura 14 . Muestra de mano NP-254. Granito con feldespato potásico (primario y secundario), biotitas, plagioclasa y cuarzo.

5.1.1.1.2. Descripción y análisis microscópico

Para la sección delgada analizada, se identificaron fenocristales de cuarzo euhedral (Figura 15 E-F), el feldespato potásico de forma pervasiva sustituyendo las plagioclasas ígneas parcial o totalmente (Figura 15A-B, C-D, G-H), de igual forma se identifica clorita producto de la sustitución selectiva de minerales máficos (biotita) (Figura 15 E-F); siendo reconocibles e interpretables la alteración potásica (feldespato potásico) en plagioclasas y en biotitas secundarias (Figura 15), al igual que la alteración clorítica-sericítica en biotitas y plagioclasas (Figura 15 A-B, E-F), las cuales se describen según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe (2010), del mismo modo se aprecia una sobreimpresión de alteración clorítica-sericítica sobre potásica evidenciada en la alteración de biotitas secundarias a clorita y sericita en plagioclasas.



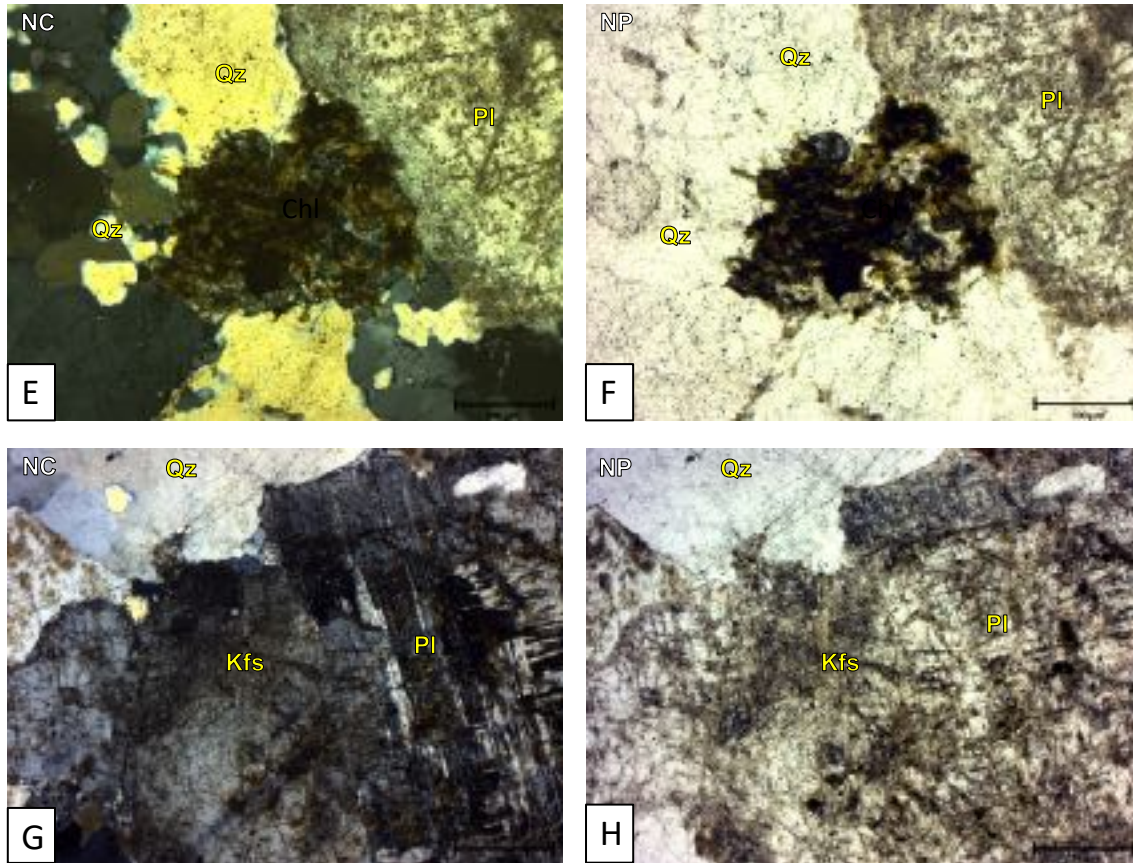


Figura 15. A y B- Fenocristales de biotita remplazada por clorita (Chl), feldespato potásico (Kfs) alterando plagioclase (Pl) (alteración potásica), plagioclase (Pl) alterada a sericita, cuarzo euhedral y opacos. C y D- feldespato potásico (Kfs) (Alteración potásica), plagioclase (Pl) con macla de albita y el cuarzo (Qz). E y F- Cristales de biotita remplazada por clorita (Chl) (alteración clorítica), plagioclase (Pl) alterada a sericita (alteración sericítica), cuarzo (Qz) y opacos. G y H- Cristal de plagioclase (Pl) ígneo parcialmente sustituido por feldespato potásico (Kfs) (alteración potásica). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Muestra NP-254.

5.1.2. Rocas Hipoabisales

5.1.2.1. Pórfido granítico (NP-263)

5.1.2.1.1. Descripción y análisis macroscópico

Presenta una textura porfídica, de coloración marrón rojizo, con fenocristales de Plagioclase y Cuarzo y una matriz afanítica compuesta principalmente de plagioclase. El metasomatismo potásico afecta la matriz afanítica y los fenocristales se encuentran totalmente alterados o parcialmente alterados (borde a núcleo). Algunas de las plagioclases se encuentran alteradas a arcillas del grupo de la illita y se evidencia cuarzo bipiramidal, el cual se encuentra en cristales

euhedrales y de forma dispersa. Según el diagrama de clasificación para rocas de Streckeisen (1974) se clasifica como un pórfido granítico (Figura 16).

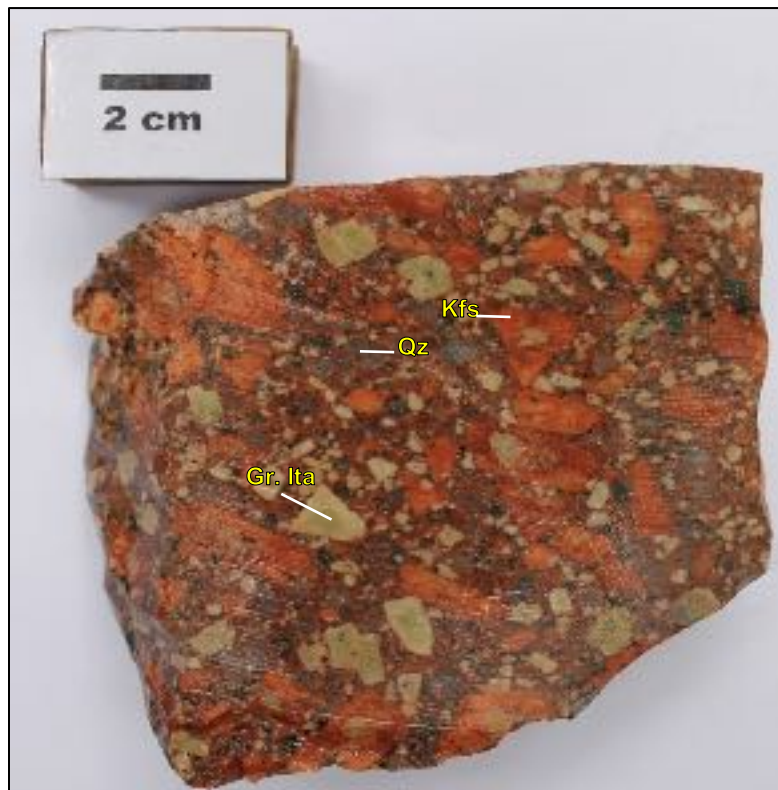


Figura 16. Muestra de mano NP-263. Feldespato potásico (Kfs) (alteración potásica), cuarzo (Qz), grupo de la illita (Gr. Ita) (alteración sericitica).

5.1.2.1.2. Descripción y análisis microscópico

Según el análisis microscópico se evidencia una matriz totalmente alterada a feldespato potásico, el cual parece formar texturas de exsolución con los minerales circundantes (Figura 17 E-F), los fenocristales de plagioclasa se encuentran siendo sustituidos por feldespato potásico (Figura 17 C-D, E-F), y por minerales arcillosos (Figura 16), posiblemente relacionados con el grupo de la illita. La biotita se encuentra reemplazada por clorita y también se encuentra epidota sobre algunos cristales de plagioclasa (Figura 17 A-B, C-D), los cuarzos presentan texturas de reabsorción en sus bordes (Figura 17 E-F), y algunos de estos se muestran de forma euedral con bordes bien definidos los cuales se pueden relacionar con cuarzos bipiramidales (Figura 17 A-B). Finalmente se pueden interpretar una superposición de alteraciones, pasando de alteración potásica (feldespato potásico) a clorítica-sericitica (clorita en biotita y plagioclasas

reemplazadas por arcillas) y propilítica (clorita y epidota); las cuales se describen según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe, (2010).

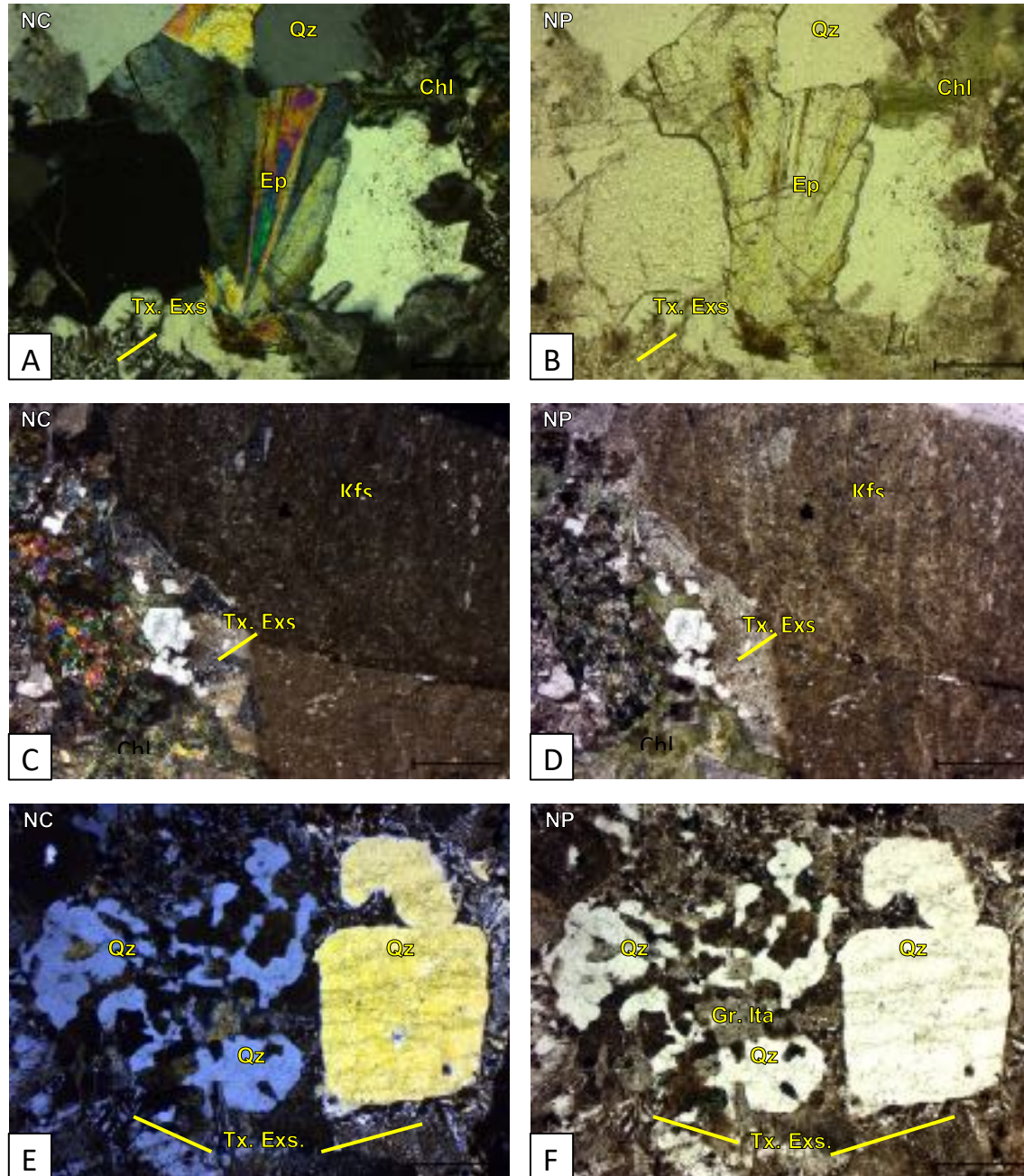


Figura 17. A y B- Cristal de epidota (Ep), clorita (Chl) (alteración propilítica), cuarzo (Qz) y texturas de exsolución (Tx. Exs). C y D- Plagioclase (Pl), alterada a feldespato (Kfs) (alteración potásica) y arcillas (Gr. Ita) (alteración sericítica) , biotitas alteradas a cloritas (Chl) (alteración clorítica) y texturas de exsolución (Tx. Exs.). E y F- Cuarzo (Qz) con textura de reabsorción y texturas de exsolución (Tx. Exs.). NP =

polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Muestra NP-263.

5.1.2.2. Pórfido Dacítico (NP-242)

5.1.2.2.1. Descripción y análisis macroscópico

Roca con textura fanerítica con tonalidades naranjas con una prominente alteración hidrotermal y pocos vestigios de minerales primarios, se evidencian aureolas de alteración predominantemente de feldespato potásico y se distinguen tonalidades verdosas que se pueden relacionar con minerales arcillosos del grupo de la illita, además de metasomatismo potásico pervasivo (Figura 18). Según el diagrama de clasificación para rocas de ígneas (Streckeisen, 1974) se clasifica como un pórfido dacítico.

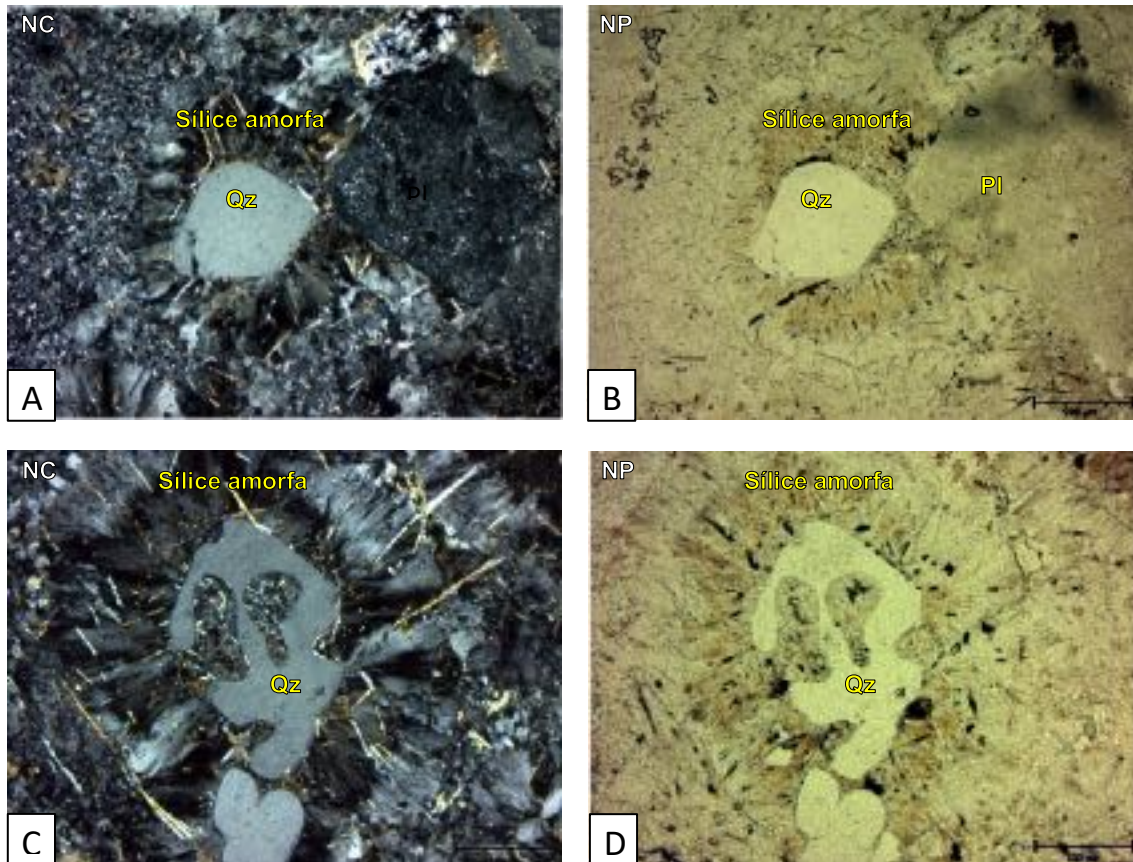


Figura 18. Muestra de mano NP-242. Feldespato potásico (Kfs) (alteración potásica) y arcillas del grupo de la illita (Gr. Ita) (alteración sericítica).

5.1.2.2.2. Descripción y análisis microscópico

En la sección microscópica, se caracterizó como una roca porfídica, la cual evidencia aureolas de sílice amorfo (Figura 19 A-B, C-D), se aprecian cuarzos con texturas de reabsorción (Figura

19 C-D), cristales de plagioclasa ígneo parcialmente sustituido por feldespato potásico (Figura 19 E-F) y en menor cantidad biotitas secundarias (Figura 19 G-H), en cantidades menores se aprecian clorita y carbonatos (Figura 19 I-J). Por consiguiente, se puede interpretar alteración potásica, relacionando el feldespato potásico y las biotitas secundarias, de igual manera se infiere silicificación asociada a los cuarzos de reabsorbidos y aureolas de sílice amorfo, se aprecia alteración clorita-sericítica en cristales de plagioclasa y alterando cristales máficos y de la misma manera se podría inferir alteración propilítica, adjudicada a la clorita y carbonatos dispersos; las alteraciones se describen según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe, (2010).



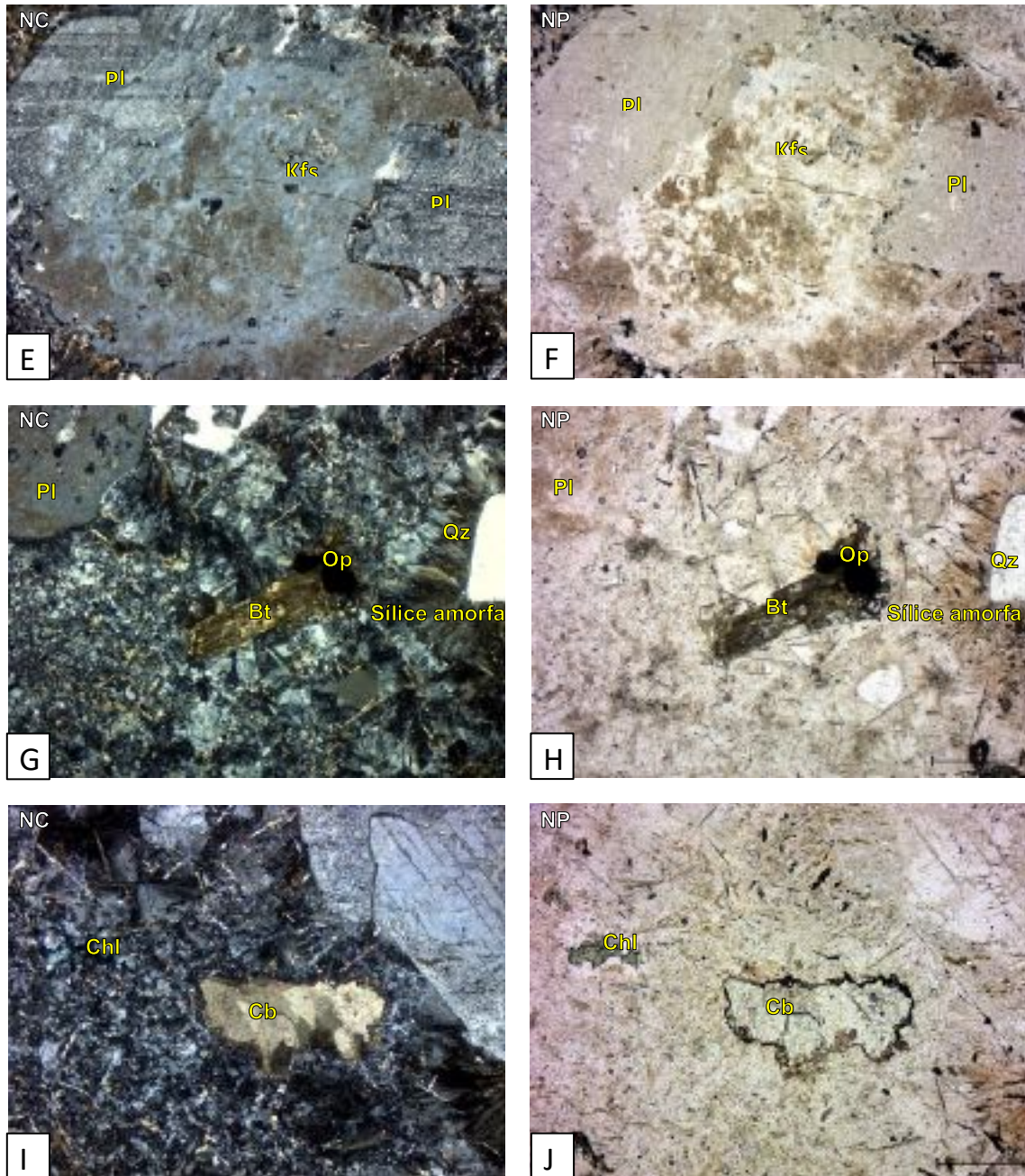


Figura 19. A y B- Aureolas de sílice amorfo rodeando un fenocristal de cuarzo (Qz) (silicificación). C y D- Sílice amorfa rodeando cristal de cuarzo (Qz) reabsorbido. E y F- Cristal de plagioclase (Pl) ígneo parcialmente sustituido por feldespato potásico (Kfs) (alteración potásica). G y H- Aureolas de sílice amorfo rodeando fenocristal de cuarzo (Qz) (silicificación), biotita secundaria (Bt) (alteración potásica) con opacos (Op) y plagioclase parcialmente alterada a sericita (alteración sericitica) (Pl). I y J – Carbonatos (Cb) y clorita (Chl) (alteración propilitica). NP = polarizadores paralelos. NC = polarizadores cruzados. Muestra NP-242.

5.1.2.3. Pórfido Andesítico (NP-316)

5.1.2.3.1. Descripción y análisis macroscópico

Roca con textura porfídica, de color gris verdosos, con fenocristales de plagioclasa euهدral, los cuales se están sustituyendo de forma selectiva a epidota, de igual forma algunos fenocristales están siendo reemplazados por minerales arcillosos posiblemente del grupo de la illita, se atribuye una matriz afanítica, la cual según los colores verdosos oscuros se puede relacionar con minerales máficos (¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.). Según el diagrama de clasificación para rocas ígneas de Streckeisen (1974) se clasifica como un pórfido andesítico.

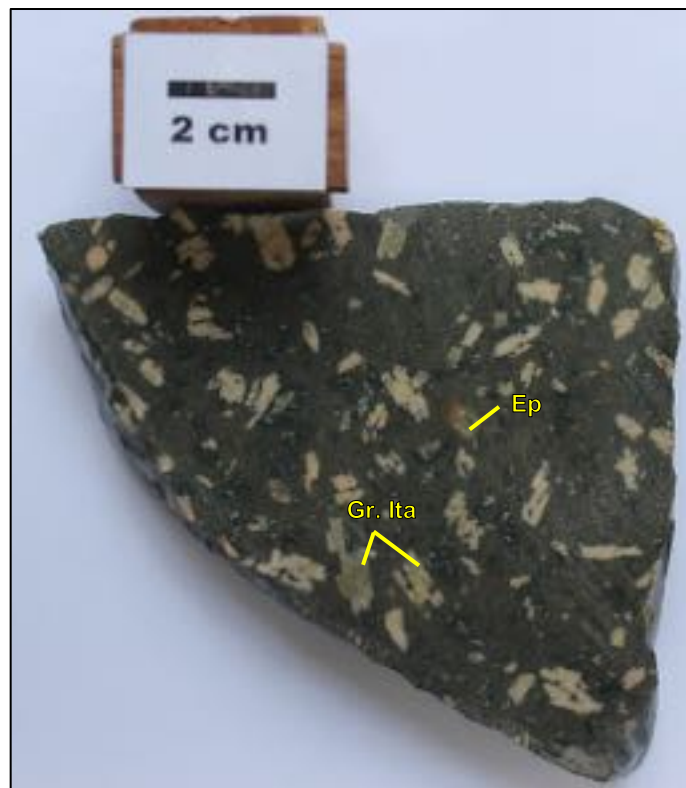
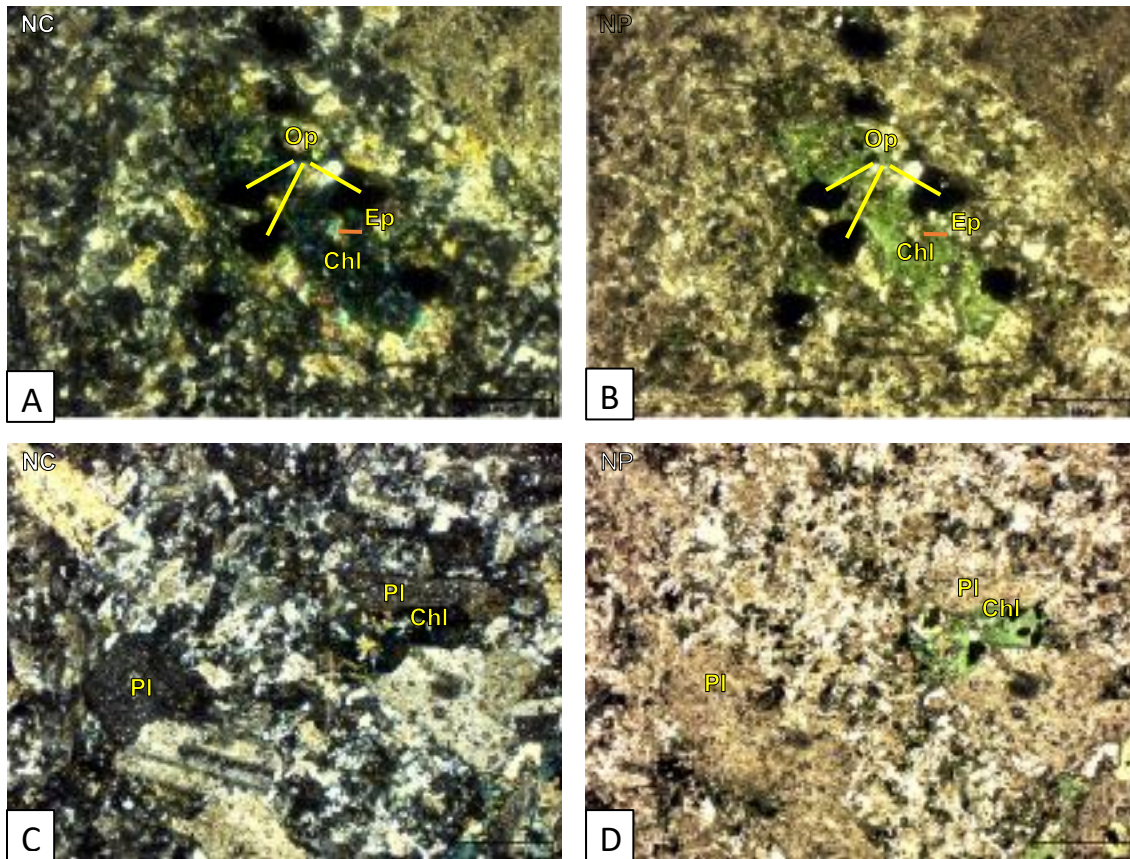


Figura 20. Muestra de mano NP- 316. Epidota (Ep) y plagioclasa (Pl) alterada a minerales del grupo de la illita (Gr. Ita) (alteración propilítica).

5.1.2.3.2. Descripción y análisis microscópico

En la descripción microscópica se aprecia textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa euهدrales (Figura 21 C-D), los cuales se encuentran siendo sustituidos selectivamente por

epidota y arcillas (grupo de la illita posiblemente) (Figura 21), la matriz se muestra totalmente reemplazada por arcillas de forma pervasivo (Figura 21 E-F) y se aprecian en cantidades menores fenocristales de minerales máficos que fueron alterados a clorita y epidota (Figura 21 A-B). En consecuencia, se infiere una alteración Clorita-Sericítica, adjudicada a la cantidad de arcillas y la presencia de clorita, por otra parte, la presencia de la epidota sumada a la existencia de clorita podría dar indicios de una alteración propilitica; las cuales se describen según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe, (2010).



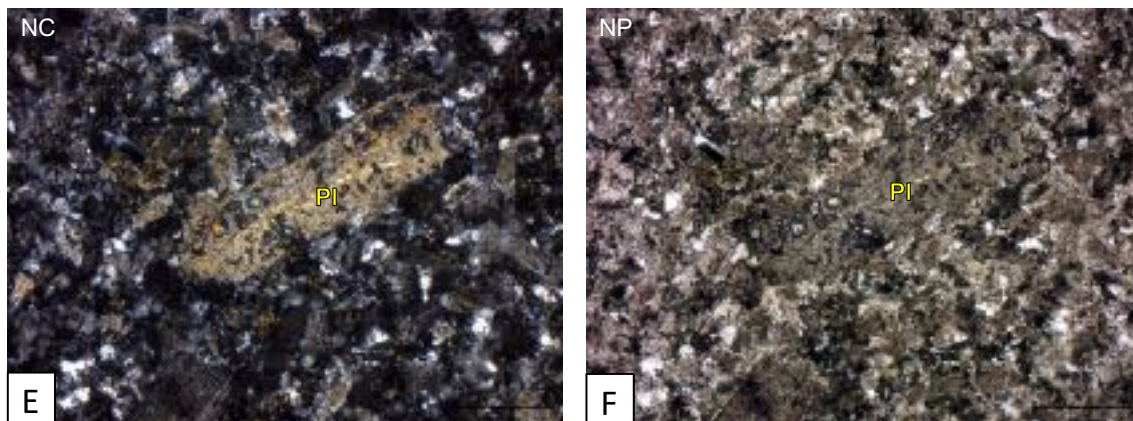


Figura 21. A y B- Fenocrystal de mineral máfico totalmente remplazado a clorita (Chl) y epidota (Ep) (alteración propilítica), plagioclasas (Pl) alteradas a sericita y arcillas (alteración clorita-sericitica), matriz completamente alterada y opacos (Op). C y D- Fenocristales de Plagioclase (Pl) alteradas a sericita, máfico alterado a clorita (Chl) (alteración clorita-sericitica). E y F- Fenocristales de plagioclase (Pl) totalmente alterada a arcillas (alteración sericitica). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Muestra NP-316.

5.1.2.4. Pórfido Andesítico (CS-462)

5.1.2.4.1. Descripción y análisis macroscópico

Roca con textura porfídica de tonalidades negras verdosas con matriz es afanítica, se evidencian fenocristales que fueron reemplazados por vacuolas de cuarzo, dichas vacuolas presentan clorita en los bordes (Figura 22). Según el diagrama de clasificación para rocas ígneas de (Streckeisen, (1974) se clasifica como una andesita.



Figura 22. Muestra de mano CS-462, Se aprecian vacuolas de cuarzo (Qz).

5.1.2.4.2. Descripción y análisis microscópico

En la parte microscópica se evidencia una matriz compuesta por plagioclasa alterada a sericita y arcillas (posiblemente del grupo de la illita) (Figura 23 E-F), las vacuolas se encuentran rellenas de sílice y carbonatos (Figura 23 A-B, C-D), algunas de estas se encuentran rodeadas por clorita (Figura 23 A-B), se observa biotita alterada a clorita (Figura 23 E-F). Por consiguiente, se puede inferir una alteración clorítica-sericítica relacionando la presencia de sericita y arcillas en la matriz y clorita. De igual forma se puede adjudicar un proceso de silicificación que dio lugar a las vacuolas de cuarzo; los carbonatos posiblemente se relacionen con fluidos supérgenos ya que se encuentran sobre la matriz y relleno las vacuolas; las cuales se describen según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe, (2010).

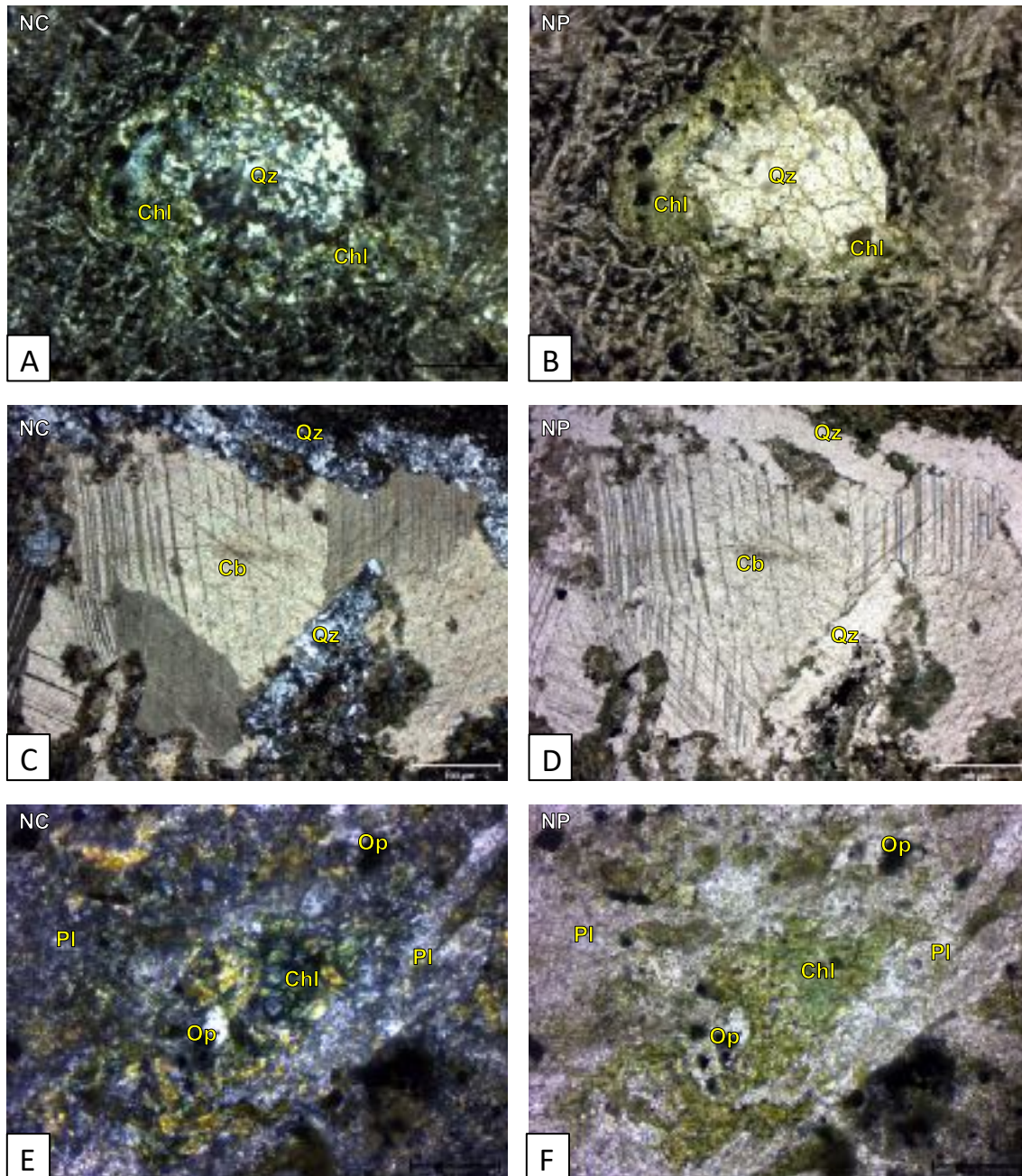


Figura 23. A y B- Vacuolas rellenas de sílice (Qz) y rodeadas por clorita (Chl) (alteración clorítica). C y D- carbonatos (Cb) en vacuolas en cuarzo (Qz). E y F- Fenocristales de Biotita remplazado a clorita (Chl), matriz de plagioclasa (Pl) alterada a sericita y opacos (Op) (alteración clorita-sericítica). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Muestra CS-462.

Según las descripciones dadas sobre las muestras Tapajónicas se puede evidenciar que las rocas cajas están son rocas ígneas hipoabisales y plutónicas, las cuales se encuentran afectadas por fluidos magmático-hidrotermales, evidenciado en las alteraciones que estas hospedan.

Las alteraciones registradas en las rocas se encuentran de distintas formas, pasando por la alteración potásica, la cual se evidencia de forma pervasiva, dominante y se manifiesta con mayor frecuencia con la presencia de feldespato potásico y de forma menos recurrente con biotita secundaria; presente en el granito (NP-254), pórfido granítico (NP-263) y pórfido dacítico (NP-242). Todas las muestras se encuentran influenciadas por alteración clorítica, la cual se muestra de forma selectiva como producto de la alteración de minerales máficos. La presencia de epidota y carbonatos dadas en los pórfidos Andesíticos (NP-316) y (CS-462), puede atribuir una posible alteración propilítica relacionada con la sustitución de las plagioclasas y la presencia de carbonatos dispersos en las muestras, cabe resaltar que esta composición no es dominante en las muestras.

Finalmente, según las alteraciones descritas e interpretadas dentro de las distintas rocas caja, se puede asignar una ubicación relativa dentro de modelo generalizado de alteraciones-mineralización propuesto por (Figura 24) Sillitoe (2010).

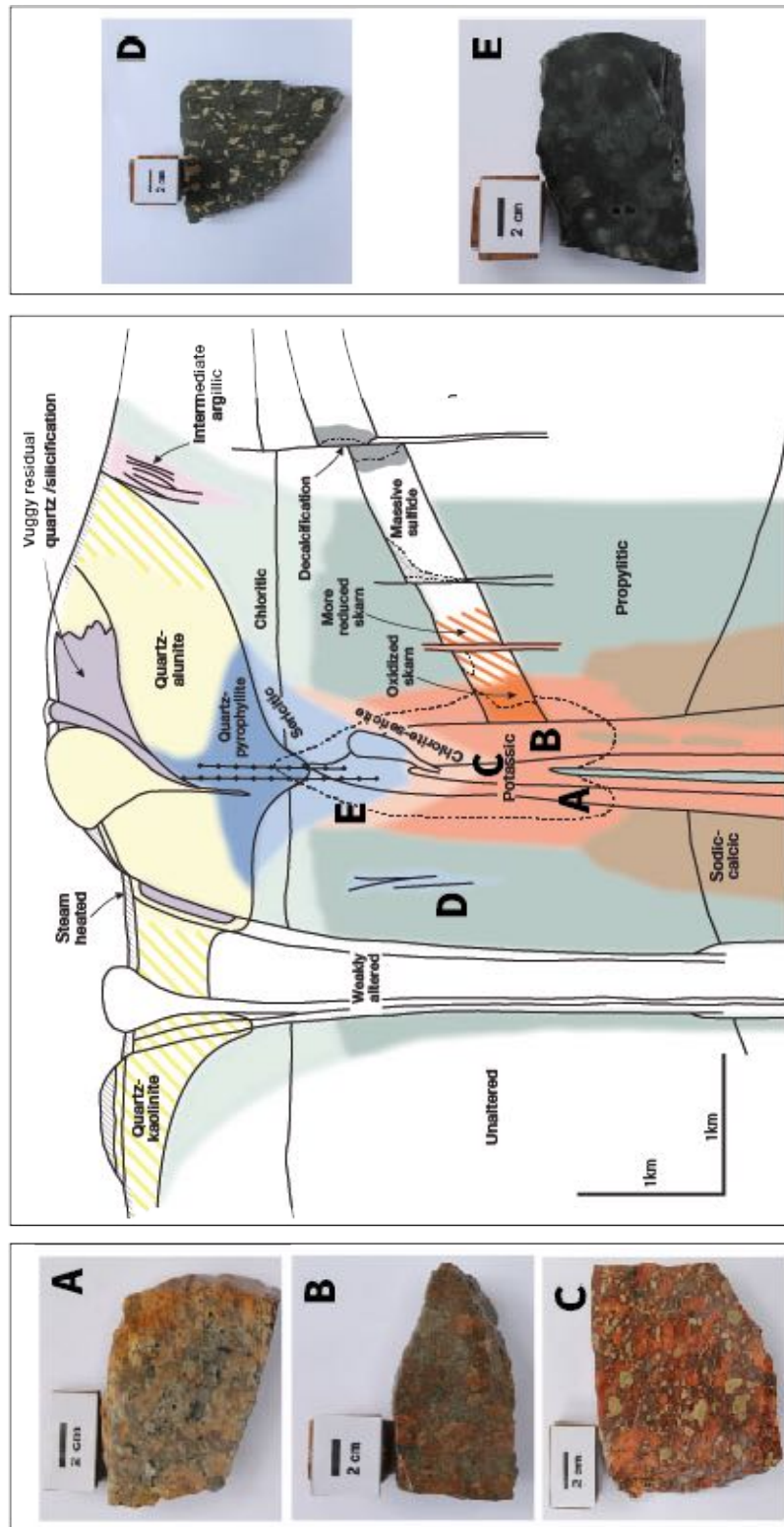


Figura 24. Localización esquemática relativa dentro del modelo generalizado de alteraciones-mineralización (tomado y modificado Sillitoe, 2010) para la Provincia Mineral de Tapajós.

5.2. Arco continental de los Andes

Según las muestras analizadas petrológicamente y metalográficamente en Colombia, Ecuador, Perú y Chile, se evidencian dos rocas hipoabisales correspondientes a pórfidos dacíticos de Colombia y Chile, una roca extrusiva (brecha hidrotermal) y una roca metamórfica (Skarn) (Tabla 2). Dichas muestras muestran alterizaciones hidrotermales producto de las condiciones a las que estas fueron sometidas en el tiempo.

A continuación, se describirán las características macroscópicas, posteriormente se analizará microscópicamente y describirá mineralógicamente, se identificarán los tipos de alteraciones hidrotermales y la metalografía asociada encontradas en las secciones delgadas de cada una de las muestras, asociándolas con una ubicación relativa según el modelo de Sillitoe, 2010 (Figura 34).

Tabla 2. Principales grupos de rocas descritos en este estudio.

Tipo de roca	Roca metamórfica	Metamorfismo de contacto	Skarn (Per)
	Roca ígnea	Extrusiva	Brecha hidrotermal (Ecu)
		Hipoabisal	Pórfido dacítico (Chi)
			Pórfido dacítico (Col)

5.2.1. Rocas Ígneas (Hipoabisales)

5.2.1.1. Pórfido dacítico (Colombia-DACOL-03)

5.2.1.1.1. Descripción y análisis macroscópico

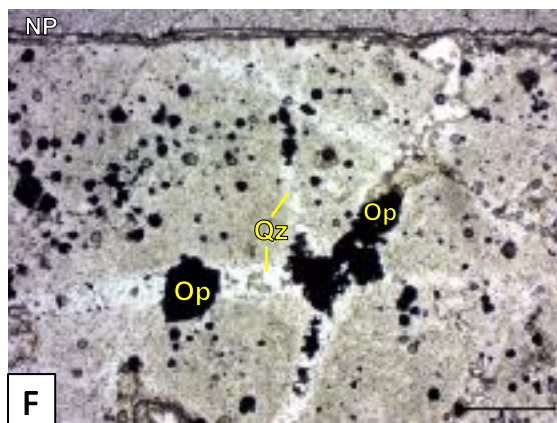
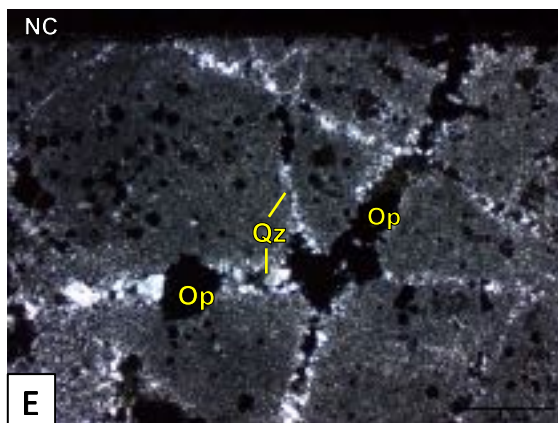
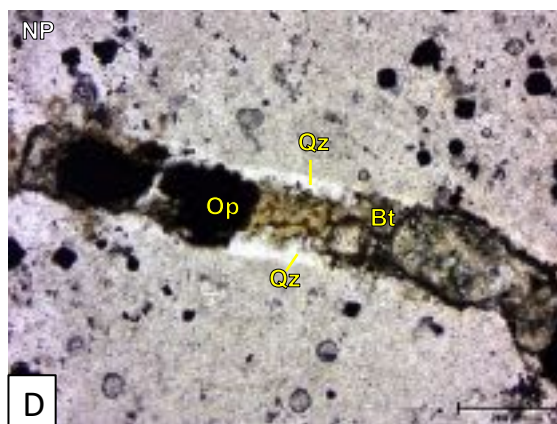
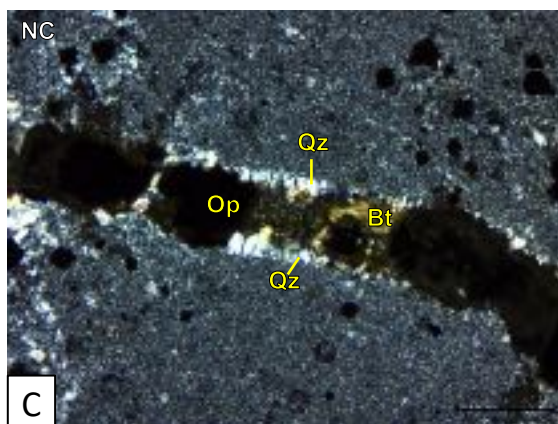
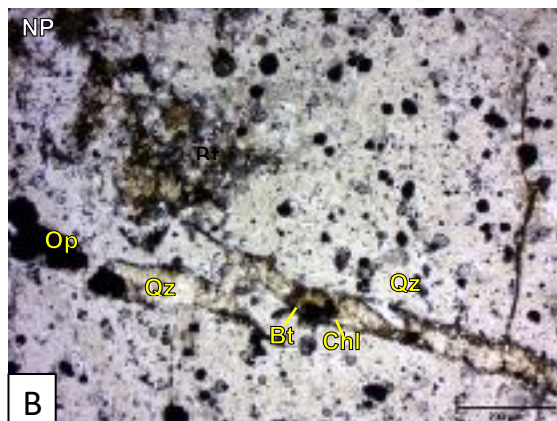
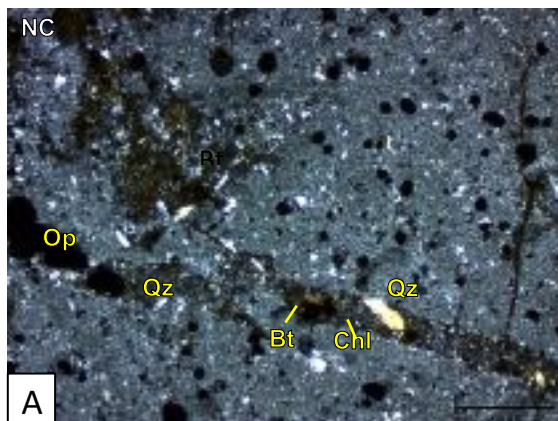
Roca ígnea porfídica con tonalidades de grises a verdes oscuros, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa con una matriz de plagioclasas, la muestra posee pocas características primarias ya que se encuentra sometida procesos de alteración hidrotermal, evidenciada en vetillas de color rosado (feldespato) y blanco (cuarzo) a manera de stockwork, se aprecian procesos silicificación, se identificaron carbonatos, magnetita y pirita (Figura 25). Según el diagrama de clasificación para rocas de Streckeisen, (1974) se clasifica como una Dacita.



Figura 25. Muestra de mano DACOL-03.

5.2.1.1.2. Descripción y análisis microscópico

Para el análisis microscópico se muestran fenocristales de cuarzo y plagioclasa (Figura 26 A-B), las vetillas por su parte están compuestas por cuarzo en los bordes, biotita, magnetita y pirita que se encuentran en la parte central (Figura 26 A-B, C-D), se evidencian un stockworks de cuarzo fino posterior (según la relación de corte) (Figura 26 E-F). Metalográficamente, se identifica pirita dentro de las vetillas (Figura 26 H), se identifican cristales euhedrales de pirita los cuales en su interior presentan calcopirita (tonalidades de amarillo) y magnetita (tonalidades grises azuladas) (Figura 26 I) y también se reconocen piritas anhedrales (Figura 26 G). Por consiguiente, se puede inferir alteración potásica atribuida a la presencia de biotita secundaria presente en vetillas E-B y la silicificación relacionada con el stockwork de cuarzo fino; las cuales se describen según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe, (2010).



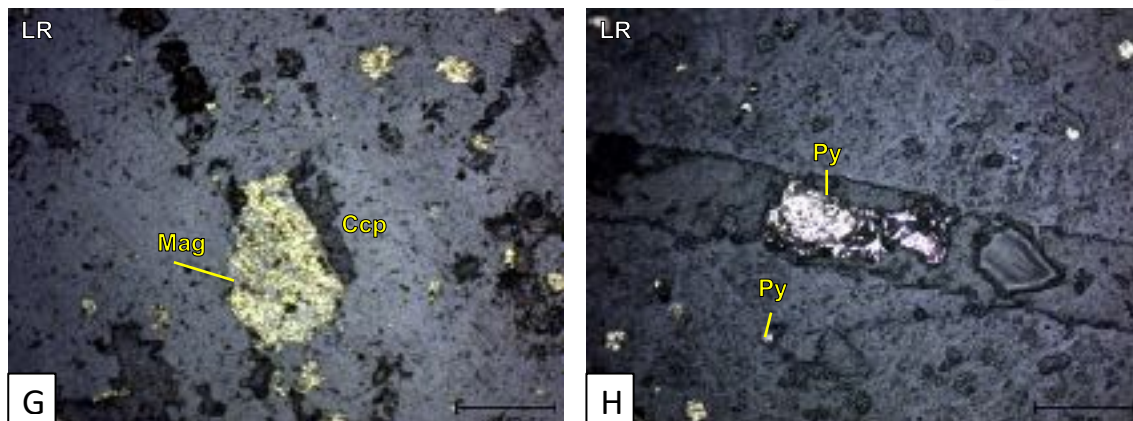


Figura 26. A y B- Vetilla E-B rellena de cuarzo (Qz), opacos (Op) y biotita (Bt) (secundaria), (alteración potásica). C y D- Vetilla rellena de cuarzo (Qz) en los bordes y en el centro por biotita (Bt) y opacos (Op). E y F- Stockwork de cuarzo (Qz) y opacos (Op). G- Calcopirita (Ccp) con magnetita (Mag) en su interior. H- Pirita (Py) en vetilla de cuarzo (Qz). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados, LR = luz reflejada. Muestra DACOL-03.

5.2.1.2. Pórfido Dacítico (Chile-DACHI-04)

5.2.1.2.1. Descripción y análisis macroscópico

Se aprecia una roca masiva de tonalidades grises a amarillentas (Figura 27), se evidencia gran cantidad de sílice, se presenta un mineral arcilloso con tonalidades blancuzcas y se puede relacionar posiblemente con alunita y/o pirofilita (Figura 28 B), se aprecian vuggy silicas dispersos en la muestra (Figura 28 A) y se reconocen piritas. Clasificada según el diagrama de Streckeisen, (1974) como un pórfido dacítico.



Figura 27. Muestra de mano DACHI-04.

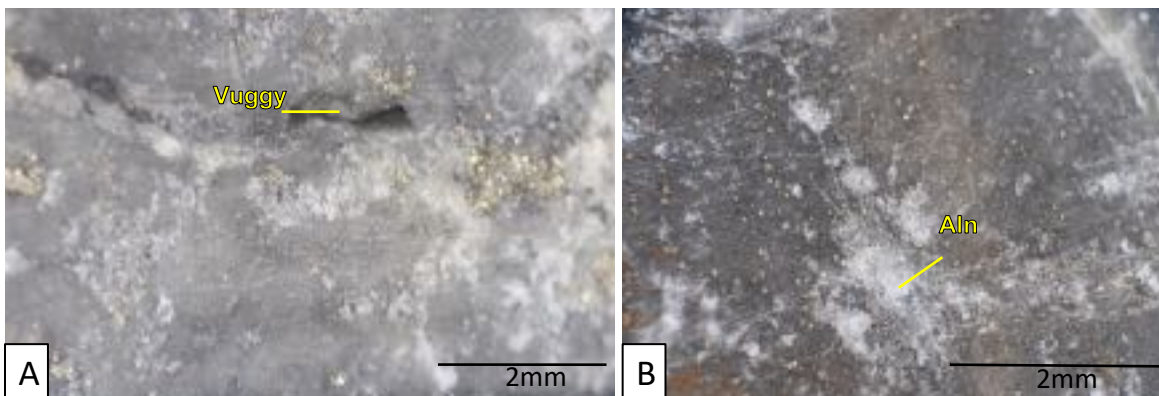


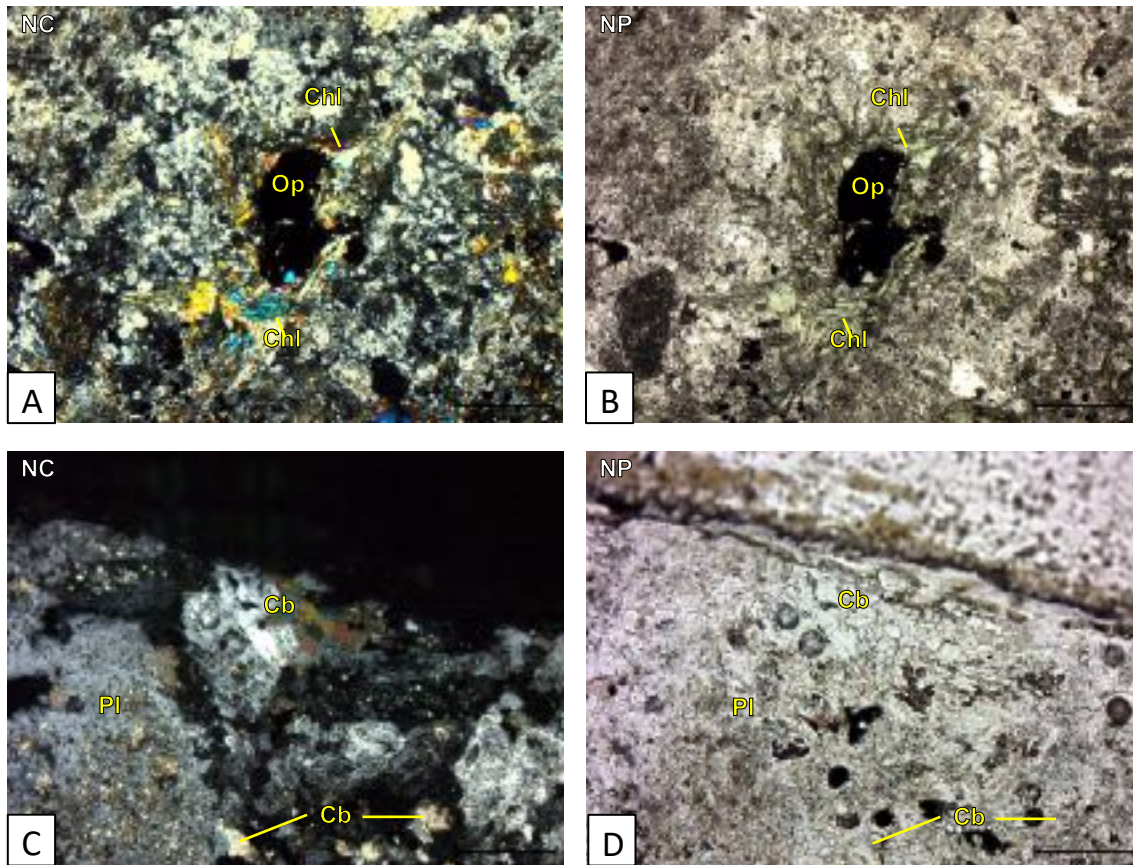
Figura 28. A- Vuggy silica. B- Alunita-pirolita (alteración argílica avanzada), Muestra DACHI-04.

5.2.1.2.2. Descripción y análisis microscópico

Microscópicamente, se identifica una roca ígnea con textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, biotita (cloritizada), cuarzo y anfíboles (cloritizados) (Figura 29 E-F), la matriz de plagioclasa se encuentra sericitizada y afectada por silicificación embebido en cuarzo (silicificación) y en ocasiones dentro de la pirita (Figura 29 H-I). En consecuencia, se puede inferir la alteración hidrotermal propilitica a partir de la epidota, clorita y carbonatos, la alteración clorítica-sericitica también es atribuible por la matriz reemplazada por sericita, al igual que los fenocristales de plagioclasa, por otra parte, los minerales máficos se encuentran totalmente

cloritizados; estas alteraciones se describen según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe, (2010).

Estas alteraciones mencionadas anteriormente se encuentran siendo sobreimpuestas por alteración argílica avanzada evidencia en los vuggy silica dispersos y la posibilidad de la alunita y/o pirofilita (Figura 28), siendo características epitermales de alta sulfuración y pH ácidos; descrito según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe, (2010).



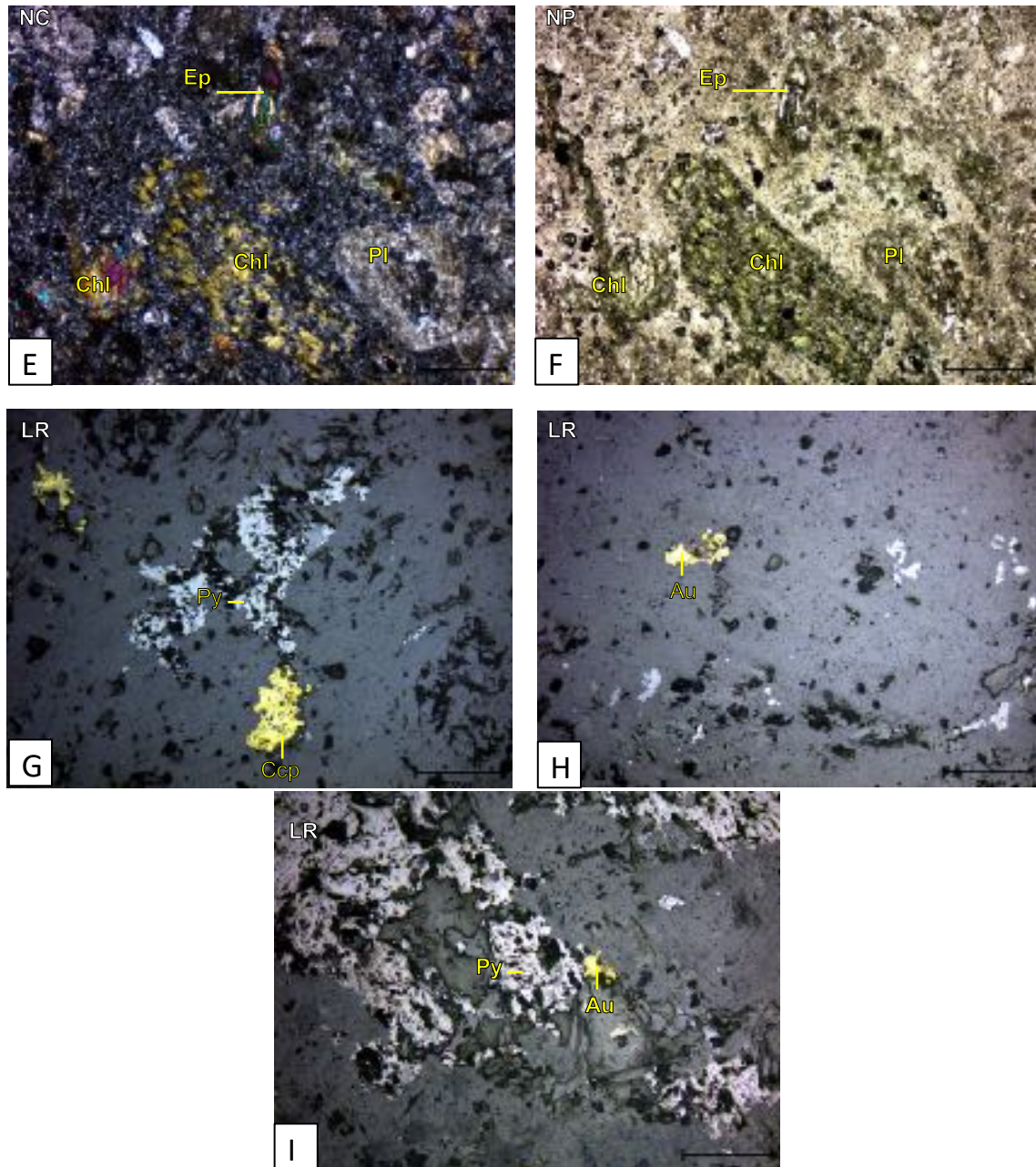


Figura 29. A y B- Opaco (Op) rodeado de clorita (Chl) sobre una matriz alterada a sericita (alteración clorita- sericítica) y sílice (silicificación). C y D- carbonatos dispersos, plagioclasa (Pl) alterada a sericita y arcillas (alteración sericítica). E y F- cristales de biotita alterados a clorita (Chl), plagioclasas alteradas epidota (Ep), sericita y arcillas (alteración propilítica). G- Calcopirita (Ccp) en pirita. H- Oro (Au) diseminado y pirita (Py) disgregada anhedral. I- Oro (Au) incluido en pirita (Py). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados, LR = luz reflejada. Muestra DACHI-04.

5.2.2. Rocas Extrusivas

5.2.2.1. Brecha Hidrotermal (Ecuador-DAECU-02)

5.2.2.1.1. Descripción y análisis macroscópicos

Roca ígnea de tonalidades gris oscuras a blancas, se identifica una brecha con clastos angulosos de cuarzo que oscilan entre 1mm-15mm, se aprecian fluidos intersticiales entre los clastos, este fluido se compone principalmente de turmalina, biotita y magnetita. Se clasifica como una brecha hidrotermal ya que se da como el producto de procesos magmático-hidrotermales a los que fue sometida la roca en el tiempo (Sillitoe, 1985) (Figura 30).

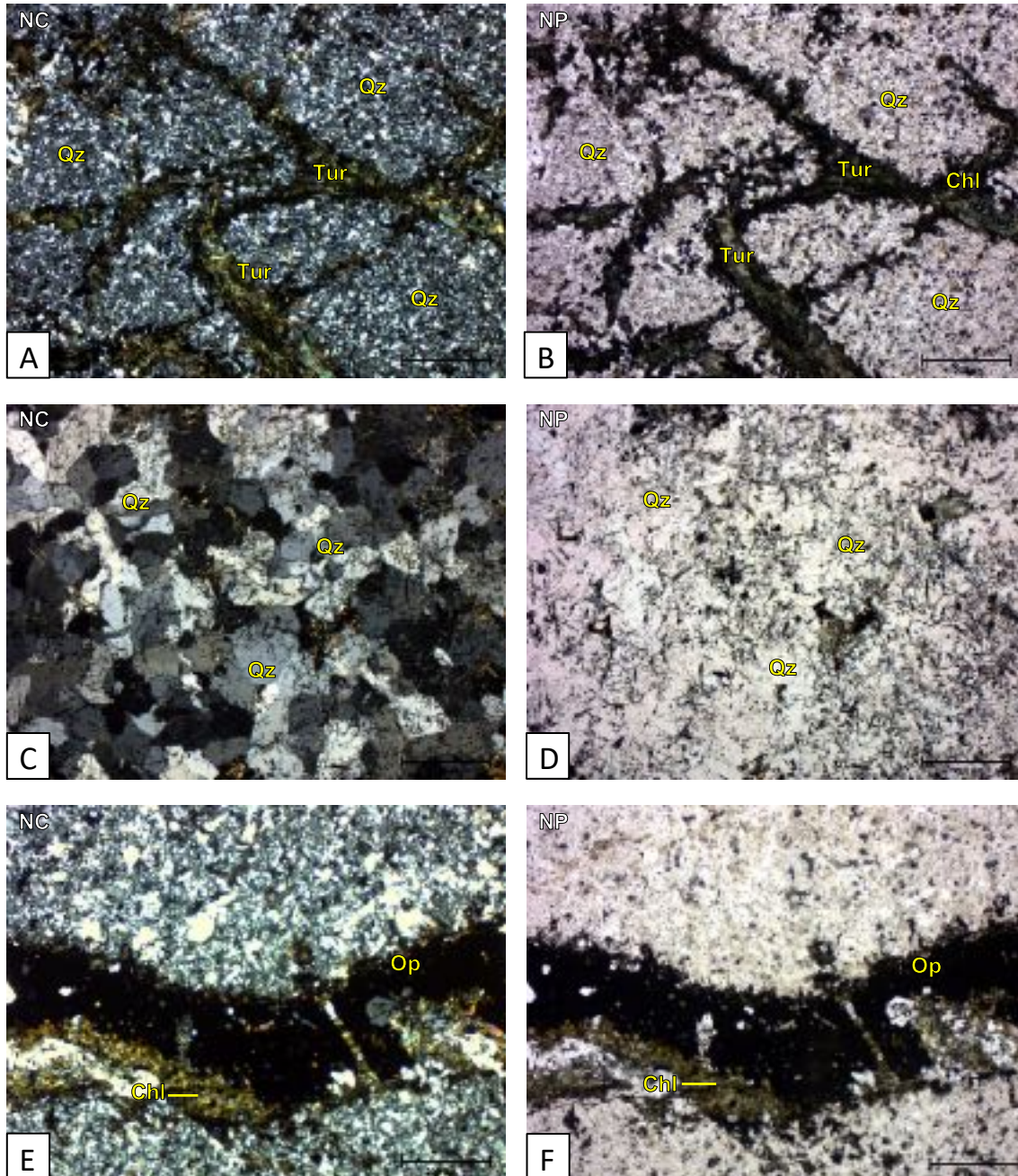


Figura 30. A- Muestra de mano DAECU-02. Nótese, los clastos blanquecinos en una matriz rica en sílice (Qz)gris masiva y pervasiva.

5.2.2.1.2. Descripción y análisis microscópicos

Para la parte microscópica se reconocen cristales de cuarzo (Figura 31 A-B, C-D), se evidencian stockworks de turmalina intersticial entre los clastos angulares (Figura 31 A-B), al igual que vetillas de biotita, acompañados de opacos y cuarzo (Figura 31 E-F). Metalgráficamente, se distingue un intercrecimiento de pirita (colores blancuzcos y porosa), calcopirita (tonalidades amarillentas pálidas) y magnetita (colores gises azulados) (Figura 31 G-H), el cual también se encuentra intersticial entre los clastos la brecha hidrotermal. En consecuencia, se puede inferir una alteración potásica relacionando las vetillas (Tipo E-B) de biotita y sulfuros (Figura 31E-F), esta

alteración se encuentra sobreimpuesta por alteración clorítica, producto de la cloritización de las biotitas secundarias (Figura 31 E-F), se identifica silicificación en algunos clastos (Figura 31 A-B, E-F); clasificadas según las alteraciones hidrotermales descritas por Sillitoe, (2010).



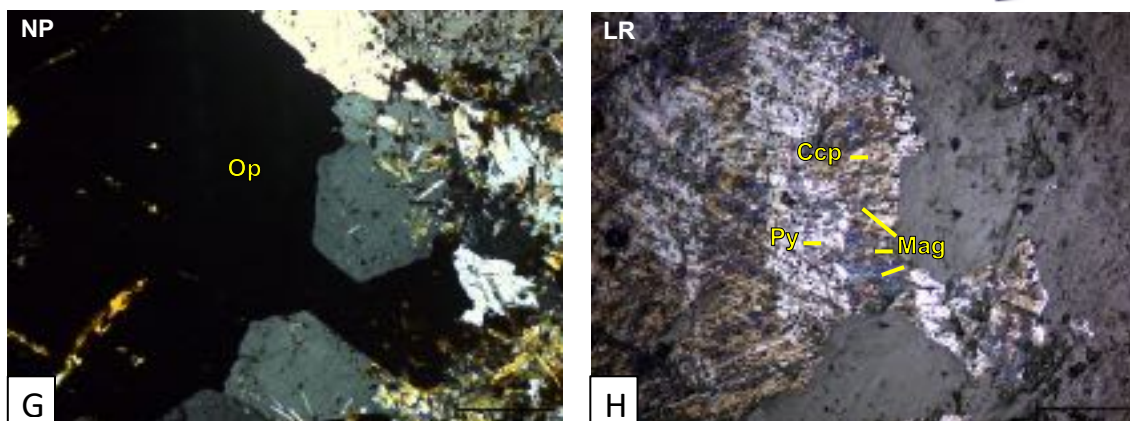


Figura 31. A y B – Stockwork de turmalina (Tur), acompañado de opacos (Op). C y D- Clastos de cuarzo (Qz). E y F – Vetilla tipo E-B con bordes de biotita (Bt) cloritizada (Chl), acompañado de opacos (Op) y cuarzo (Qz) en la parte central.) G y H – Sulfuro intersticial de pirita (Py) magnetita (Mag) y calcopirita (Ccp). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados, LR = luz reflejada. Muestra DAECU-02.

5.2.3. Rocas Metamórficas (Skarn)

5.2.3.1. Skarn (Perú-DAPER-01)

5.2.3.1.1. Descripción y análisis macroscópico

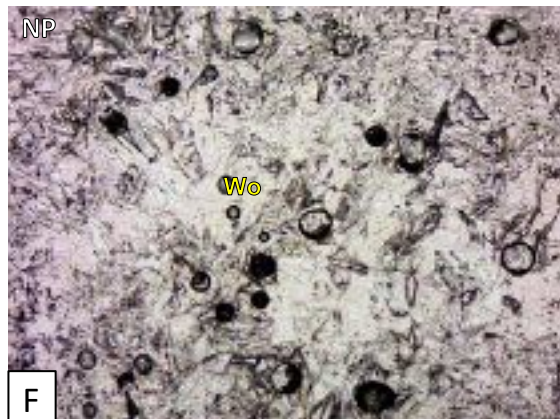
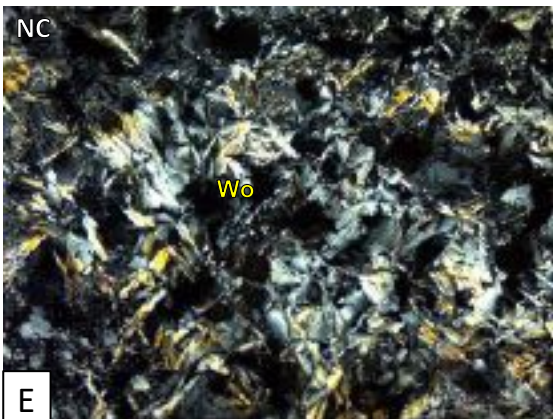
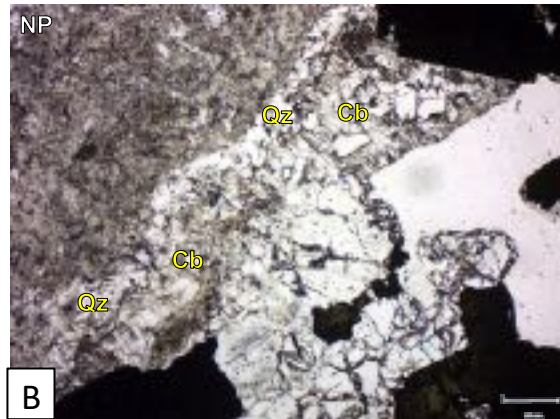
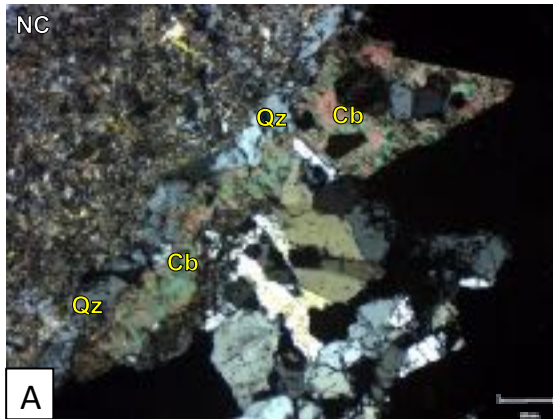
Roca con tonalidades de blancos a grises, con un halo de alteración de color blanco ubicado en la parte más proximal a la vena de pirita, se reconocen dos vetillas coetáneas de cuarzo hialino las cuales están siendo cortadas por una vena de piritas euhedrales, mineralógicamente se distingue la presencia de wallanstonita, cuarzo y biotita (Figura 32). La roca se clasifica dentro de un metamorfismo de contacto y se relaciona con skarn, más específicamente con un endoskarn según la mineralogía descrita por Kwak, (2012).



Figura 32. A- Muestra de mano DAPER-01. Vetillas de cuarzo hialino cortadas por una vetilla de Pirita (Py).

5.2.3.1.2. Descripción y análisis macroscópico

Para el análisis microscópico se identifica wolastonita y carbonatos como minerales primarios relacionados con la roca caja (Figura 33 E-F), los cuales se encuentra intruidos por vetillas de cuarzo hialino (Figura 33 C-D, G-H), se evidencia pirita euhedral y se identificaron carbonatos adyacentes a esta (Figura 33 A-B). Metalográficamente, se identifican piritas anhedrales asociadas a las vetillas (Figura 33 I-J), las cuales también exponen cristales de molibdenita (Figura 33 G-H), por otra parte, se identifica una vena de piritas euhedrales con carbonatos (Figura 33 A-B,K). Por consiguiente, se puede inferir vetillas tipo B compuesta de cuarzo hialino + pirita + molibdenita + biotita (Figura 33 C-D, G-H), de igual forma se puede relacionar una alteración potásica a partir de las biotitas secundarias presentes en la vetilla (Figura 33 C-D) y en la muestra de mano, se pueden interpretar interacción con fluidos epitermales supérgenos asociados a la vena de pirita euhedral y carbonatos (Figura 33 A-B, K) (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).



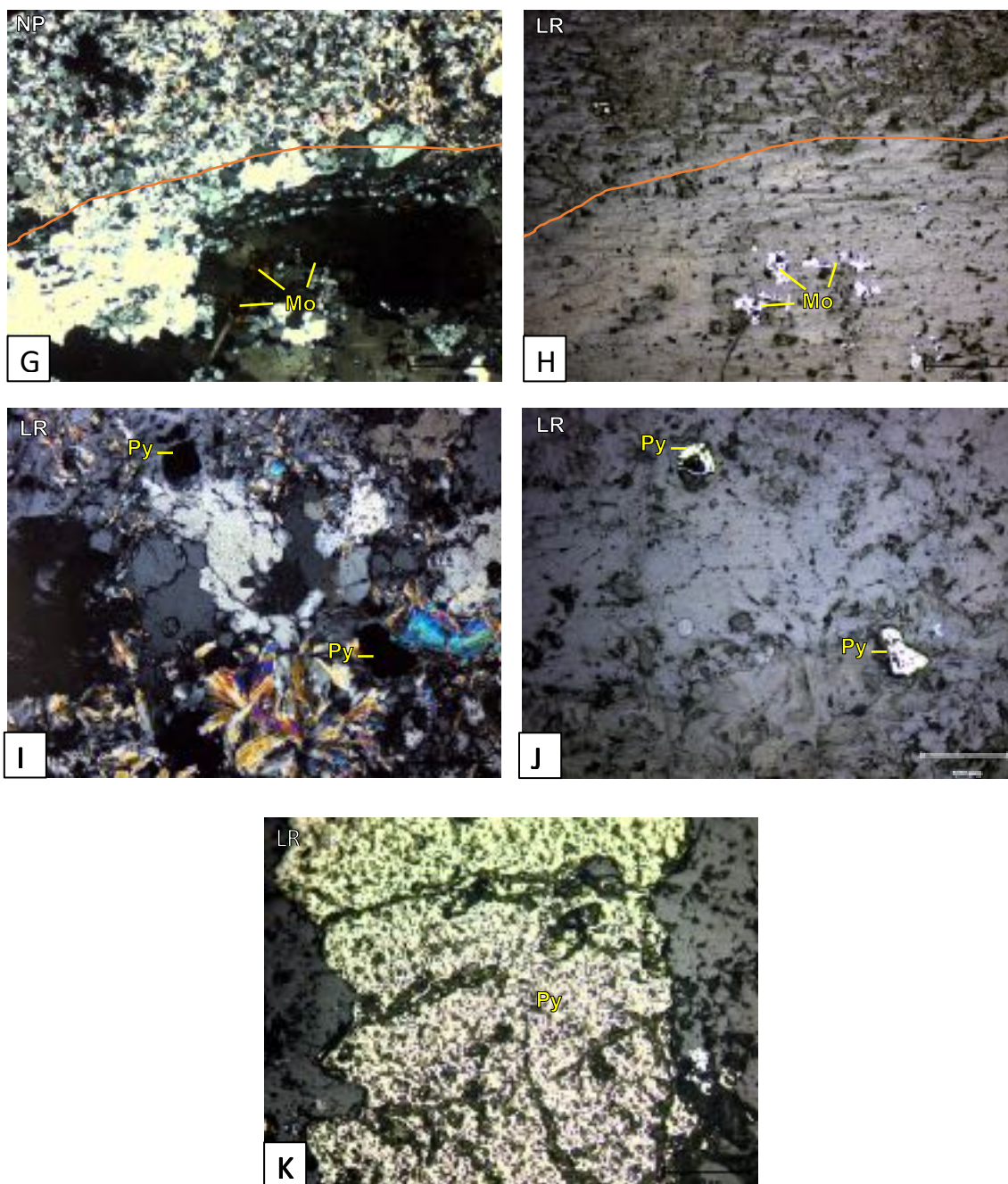


Figura 33. A y B- Vena de pirita (Py), cuarzo (Qz) y carbonatos (Cb (epitermales). C y D- Vetilla tipo B de cuarzo hialino (Qz hialino) con sulfuros y biotita secundaria (alteración potásica). E y F- Cristales de wollastonita (Wo) como roca caja. G y H – Cristales de molibdeno (Mo) en vetilla tipo B de cuarzo hialino (Qz hialino). I y J- Pirita (Py) diseminada anhedral con. K- Pirita euhedral (Py) porosa (epitermal). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados, LR = luz reflejada. Muestra DAPER-01.

Según las muestras analizadas y descritas correspondientes al arco continental de los Andes, se muestran rocas encajantes diversas pasando de hipoabisales (pórpidos dacíticos) a volcánicas (brecha hidrotermal) y metamórficas de contacto (skarn), todas estas siendo intruidas por fluidos magmático-hidrotermales producto de la actividad magmática producida por el arco continental en la margen oeste de Suramérica.

Las alteraciones hidrotermales producto de la interacción con fluidos de origen hipogénico muestran que la alteración potásica es dominante y se da en forma de vetillas o stockworks, las cuales se relacionan con biotitas secundarias y se ven representadas en el pórfido dacítico colombiano (DACOL-03), la brecha hidrotermal (DAECU-02) y el Skarn (DAPER-01). La alteración clorítica se ve como producto de la cloritización de biotitas secundarias o máficos primarios. Las alteraciones sericitica, propilítica y argílica se denotan principalmente en la muestra chilena (DACHI-04).

Los minerales metálicos producto de alteración hidrotermal se encuentran dominados por pirita anhedral, la calcopirita y magnetita para las rocas ígneas que fueron afectadas por fluidos de mayor temperatura (DACOL-03 y DAECU-02), para la muestra de metamórfica (DAPER-01) se suma la presencia de molibdenita y la ausencia de magnetita y finalmente para las muestras que estuvieron expuestas a condiciones epitermales (DACHI-04 y DAPER-01) se evidencia pirita euhedral y carbonatos asociados.

Finalmente, según las alteraciones descritas e interpretadas dentro de las distintas rocas caja, se le puede asignar una ubicación relativa dentro de modelo generalizado de alteraciones-mineralización propuesto por Sillitoe (2010) (Figura 34).

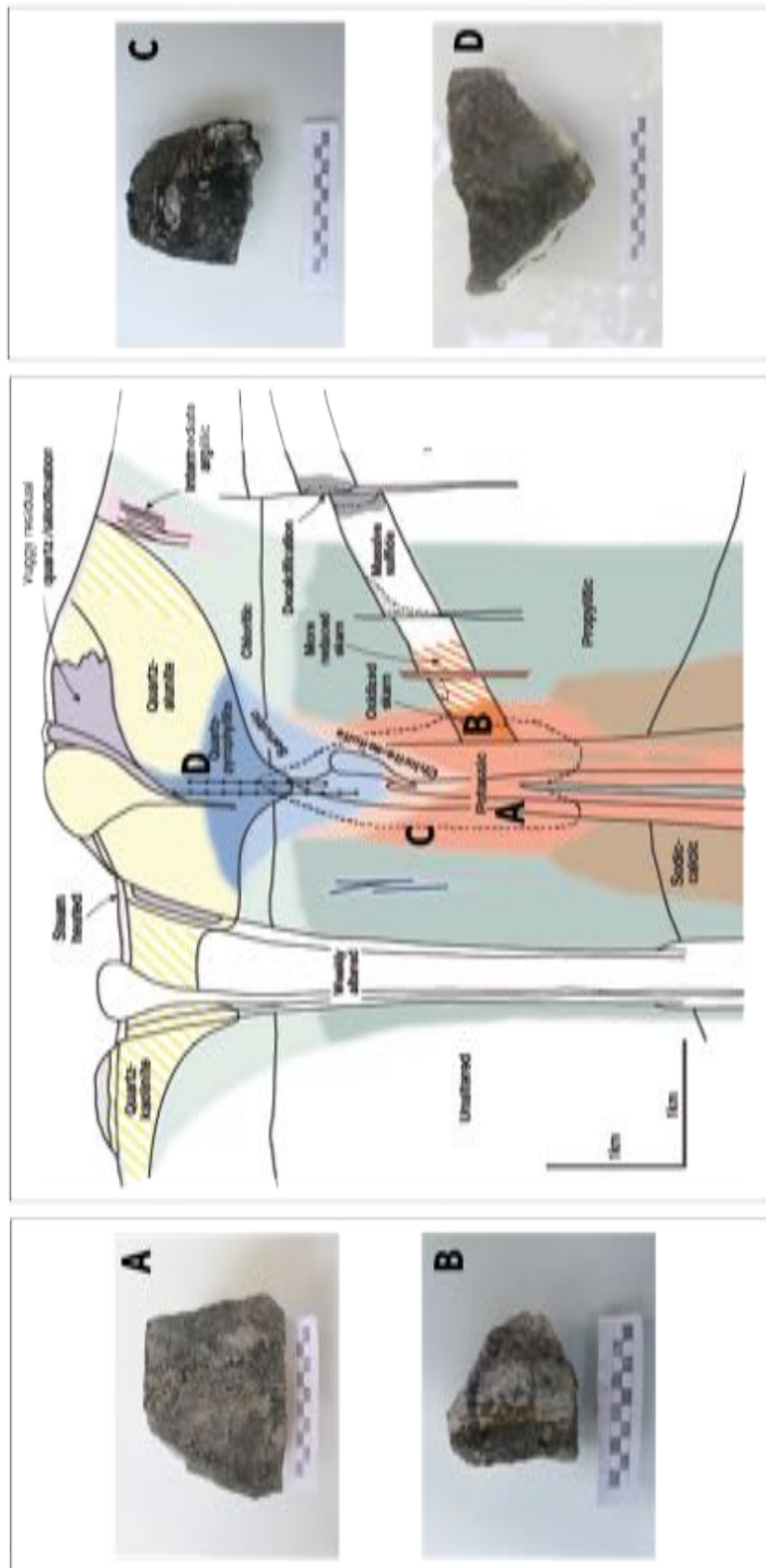


Figura 34. Localización esquemática relativa dentro del modelo generalizado de alteraciones-mineralización (tomado y modificado Sillitoe, 2010) para las muestras del arco magmático de los Andes.

5.3. Rasgos petrográficos y de alteración hidrotermal de Los Andes y Provincia Mineral de Tapajós

A continuación, se compararán los rasgos petrográficos, metalográficos y de alteración hidrotermal de los Andes y PMT según los casos de estudio de las muestras analizadas y descritas durante este proyecto, cabe resaltar que las muestras analizadas son indicativos parciales de cada uno de los arcos en cuestión y por ende solo se utilizan como indicadores de posibles rasgos comunes en rocas con marcadas diferencias de edad.

Tabla 3. Comparativo petrológico-metalográfico de Los Andes y Provincia Mineral de Tapajós

Andes	Provincia Mineral de Tapajós
<ul style="list-style-type: none"> • Tectónica: El arco continental (subducción activa). • Metalogenia: Mayor volumen de minerales metálicos según las muestras analizadas (pirita, calcopirita, magnetita, molibdenita, oro). • Litologías de rocas encajantes: Rocas ígneas (hipoabisales y brecha hidrotermal) y metamórficas (Skarn). • Alteraciones hidrotermales: Las alteraciones se presentan en vetillas (potásica) y de forma selectiva (propilítica, clorita-sericítica). • Mineralogía de alteración: Potásica: Dominada por biotitas. Clorítica: producto de la alteración de minerales máficos. Sericítica: Como resultado de la alteración de las plagioclasas. Propilítica: se muestra con la presencia de clorita, epidota y carbonatos. Argílica avanzada: representada por la presencia de alunita y/o pirofilita y vuggy silica. 	<ul style="list-style-type: none"> • Tectónica: El arco continental (remanentes de subducción). • Metalogenia: No se pudo determinar minerales metálicos. • Litologías de rocas encajantes: Rocas ígneas (Intrusiva e hipoabisales). • Alteraciones hidrotermales: La alteración se presenta de forma pervasiva (alteración potásica) y de forma selectiva (clorita-sericita y propilítica). • Mineralogía de alteración: Potásica: Dominada por feldespato potásico (metasomatismo potásico). Clorítica: producto de la alteración de minerales máficos. Sericítica: Como resultado de la alteración de las plagioclasas. Propilítica: presenta clorita ± epidota ± carbonatos. No se presenta alteración argílica.

6. Conclusiones

Los procesos magmáticos hidrotermales que se dieron durante el Paleoproterozoico en la Provincia Mineral de Tapajós localizado en el cratón amazónico fueron similares a los que se dan actualmente en la margen activa convergente del arco continental del oeste de Suramérica.

Se puede concluir que en las muestras analizadas de la Provincia Mineral de Tapajós no existe evidencia de metamorfismo, lo que podría resultar en la posible preservación de sistemas magmático-hidrotermales Paleoproterozoicos.

Finalmente, los modelos representados en la Figura 24 y Figura 34, pueden denotar según la ubicación relativa asignada considerando los fluidos magmático-hidrotermales apreciados en las rocas, que existe un posible potencial de exploración relacionado con las alteraciones hidrotermales que se encuentran de forma ubicua a la localización designada.

7. Recomendaciones

Se recomienda estudiar detalladamente el Cratón Amazónico en Colombia con el objetivo de entender sistemas magmático-hidrotermales asociados con los arcos Paleoproterozoicos, los cuales según como lo evidencia este proyecto, presentan rasgos petrográficos comunes a los arcos continentales actuales (Andes), donde potencialmente pueden presentarse ambientes tectónicos propicios para la presencia de sistemas magmáticos hidrotermales tipo pórfido y epitermales asociados.

Se recomienda complementar este proyecto por medio de la caracterización de una mayor cantidad de muestras de cada arco magmático, con el fin de dar una mayor precisión a los resultados. Por consiguiente, mejores interpretaciones de los procesos a los que fueron sometidas estas rocas en el tiempo, para finalmente generar un comparativo completo que permita denotar diferencias y similitudes en aspectos petrológicos y metalogenéticos.

Las muestras de los Andes analizadas durante este proyecto se hicieron doblemente pulidas con el fin de que con estudios posteriores se puedan aprovechar para interactuar con las inclusiones fluidas y realizar un acercamiento más completo de lo estudiado en este proyecto.

Se recomienda realizar secciones pulidas de la Provincia Mineral de Tapajós, con el fin de poder determinar metalográficamente, los sulfuros y minerales metálicos asociados a las alteraciones hidrotermales.

8. Referencias

- Ángeles, C. (2002). Geología estructural del sector Oriental del Distrito minero de Uchucchacua (Prov. de Oyon, Dpto. De Lima). *Informe Interno Para La Compania de Minas Buenaventura S.A.A.*, 12.
- Benavides-Cáceres, V. E. (1956). *Cretaceous system in northern Peru. Bulletin of the AMNH*; v. 108, article 4.
- Bissig, T., Clark, A. H., Lee, J. K. W., & Hodgson, C. J. (2002). Miocene landscape evolution in the Chilean flat-slab transect: uplift history and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt. *Economic Geology*, 97, 971–996.
- Bissig, T., Leal-Mejía, H., Stevens, R. B., & Hart, C. J. R. (2017). High Sr/Y magma petrogenesis and the link to porphyry mineralization as revealed by garnet-bearing I-type granodiorite porphyries of the middle Cauca Au-Cu Belt, Colombia. *Economic Geology*, 112(3), 551–568.
- Buenaventura Ingenieros S.A. (BISA). (2014). *Curipamba Project – El Domo Deposit Preliminary Economic Assessment Central Ecuador, prepared for Salazar Resources Ltd., March 21, 2015*.
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503–17529.
- Cathles, L. M., & Shannon, R. (2007). How potassium silicate alteration suggests the formation of porphyry ore deposits begins with the nearly explosive but barren expulsion of large volumes of magmatic water. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(1–2), 92–108.
- Cediel, F., Shaw, R. P., & Cceres, C. (2003). *Tectonic assembly of the northern Andean block*.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., & Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354(3–4), 289–314.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The geology of Chile* (pp. 21–114).

- Chiaradia, M., & Fontboté, L. (2001). Radiogenic lead signatures in Au-rich volcanic-hosted massive sulfide ores and associated volcanic rocks of the Early Tertiary Macuchi island arc (Western Cordillera of Ecuador). *Economic Geology*, 96(6), 1361–1378.
- Coutinho, M. G. N., Souza, E. C., Guimarães, M. T., Liverton, T., & Walsh, J. N. (2008). Petrologia e geoquímica das rochas hospedeiras. *Província Mineral Do Tapajós: Geologia, Metalogênia e Mapa Provisional Para Ouro Em SIG. CPRM-Serviço Geológico Do Brasil, Rio de Janeiro*, 137–196.
- Devine, F., Defilippi, C., di Prisco, G., Gray, J., McCarthy, R., Scott, C., & Winkelmann, N. (2017). *Independent Technical Report for a Preliminary Economic Assessment on the Filo del Sol Project, Region III, Chile and San Juan Province, Argentina. Canada: SRK Consulting*.
- Escalante, A., Dipple, G. M., Barker, S. L. L., & Tosdal, R. (2010). Defining trace-element alteration halos to skarn deposits hosted in heterogeneous carbonate rocks: Case study from the Cu-Zn Antamina skarn deposit, Peru. *Journal of Geochemical Exploration*, 105(3), 117–136. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.04.011>
- Feininger, T. (1980). Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *Journal of Petrology*, 21(1), 107–140.
- Fosdick, J. C., Carrapa, B., & Ortiz, G. (2015). Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 73–83.
- Franklin, J. M. (2009). *Observations on the Curipamba Massive Sulfide District Ecuador Salazar Resources*. Internal Report.
- Gómez-Gutiérrez. (2018). *Petrogênese e metalogenia do magmatismo Paleoproterozoico na porção sul da Província Mineral do Tapajós, Cráje ton Amazônico*. Universidade de São Paulo.
- González, H. (2001). Mapa geológico del Departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Memoria explicativa: Bogotá,. *Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) Publicación Digital*, 240 p.
- Goossens, P. J., & Rose Jr, W. I. (1973). Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3), 1043–1052.

- Hall, M. L., & Calle, J. (1982). Geochronological control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 18(3–4), 215–239.
- Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B. (1994a). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490), 519–527.
- Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B. (1994b). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490), 519–527.
- Henderson, W. G. (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society*, 136(3), 367–378.
- Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1–4), 29–48.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00205-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00205-0)
- Jaillard, E. (1986). La sédimentation crétacée dans les Andes du Pérou central: exemple de la Formation Jumasha (Albien moyen-supérieur à Turonien supérieur) dans la région d'Oyón (département de Lima). *Geodynamique*, 1(2), 97–108.
- Juliani, C., Rodrigues de Assis, R., Virgínia Soares Monteiro, L., Marcello Dias Fernandes, C., Eduardo Zimmermann da Silva Martins, J., & Ricardo Costa e Costa, J. (2021a). Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal–Porphyry and Related Deposits. *Minerals*, 11(7), 714.
- Juliani, C., Rodrigues de Assis, R., Virgínia Soares Monteiro, L., Marcello Dias Fernandes, C., Eduardo Zimmermann da Silva Martins, J., & Ricardo Costa e Costa, J. (2021b). Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal–Porphyry and Related Deposits. *Minerals*, 11(7), 714.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., & Pilatasig, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 577–594.
- Kwak, T. A. P. (2012). *W-Sn skarn deposits: and related metamorphic skarns and granitoids*. Elsevier.

- Laznicka, P. (2006). *Giant metallic deposits: Future sources of industrial metals*. Springer Science & Business Media.
- Litherland, M., & Aspden, J. A. (1992). Terrane-boundary reactivation: A control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1), 71–76.
- López, A., Sierra, G. M., & Ramírez, D. A. (2006). Vulcanismo Neógeno en el Suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. *Revista Colombiana de Biotecnología*, 19, 27–42.
- Love, D. A., Clark, A. H., & Glover, J. K. (2004). The lithologic, stratigraphic, and structural setting of the giant Antamina copper-zinc skarn deposit, Ancash, Peru. *Economic Geology*, 99(5), 887–916.
- MacKenzie, W. S., Donaldson, C. H., & Guilford, C. (1982). *Atlas de Rocas Igneas en Ingles.pdf* (p. (Vol. 148). Harlow: Longman).
- Manrique, A. (1998). *Promoción de la minería del carbón en El Peru: Geología economica de las cuencas de Alto Chicama, Santa, Oyón y Jatunhuasi: PROCARBON, Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Sector Energía y Minas, Perú*. 66.
- Martin, M. W., Clavero, J., Mpodozis, C., & Cutiño, L. G. (1995). Estudio geológico regional de la franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. *Informe Registrado IR-95–6 Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, and Compañía Minera San José*.
- McCourt, W. J., Aspden, J. A., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 831–845.
- Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 893–900.
- Mejía, H. L. (2011). *Phanerozoic gold metallogeny in the colombian Andes: a tectono-magmatic approach*. Universitat de Barcelona.
- Mosquera, D. (1978). Geologia del cuadrángulo k-8. *Inf. Interno. Ingeominas*.
- Mrozek, S. A. (2018). *The giant Antamina deposit, Peru: Intrusive sequence, skarn formation, and mineralisation*. James Cook University.

- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., & Coloma, F. (2020). Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202–227.
- Pirajno, F. (2009a). Hydrothermal processes and mineral systems. In *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Pirajno, F. (2009b). Hydrothermal processes and mineral systems. In *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Pratt, W. (2008). Las Naves Project. *Bolívar, Ecuador*.
- Pulido, N. (2003). Seismotectonics of the northern Andes (Colombia) and the development of seismic networks. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Special Edition*, 69–76.
- Ramos, V. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22, 183–190.
- Redwood, S. D. (1999). The geology of the Antamina copper-zinc skarn deposit, Peru. *The Gangue*, 60(1), 4–7.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8), 1515–1533.
- Richards, J. P. (2009). Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3), 247–250.
- Salazar, E., & Coloma, F. (2016). Geología del área Cerros de Cantaritos-Laguna Chica, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, 181.
- Sanguinetti, M. I. (2006). Geología del sector El Potro y Los Helados, Cordillera Frontal (28° 20', 69° 30'), Provincias de La Rioja y Copiapó, Argentina y Chile. *Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Ciencias Geológicas, Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires*.
- Santacruz R., L., Redwood, S. D., Cecchi, A., Matteini, M., Botelho, N. F., Ceballos, J., Starling, T., & Molano, J. C. (2021). The age and petrogenesis of reduced to weakly oxidized porphyry intrusions at the Marmato gold deposit, Colombia. *Ore Geology Reviews*, 131(January 2020), 103953. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103953>

- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., & Fletcher, I. R. (2000a). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453–488.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., Mcnaughton, N. J., & Fletcher, I. R. (2000b). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453–488.
- Seedorf, E. (2005). Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. *Econ. Geol.*, 100, 251–298.
- Shaw, R. P., Padilla, R., & Leal, H. (2011). Colombia's so-called "Middle Cauca porphyry belt": Towards an empirical definition [abs.]. *Vancouver, BC, University of British Columbia, MDRU, Geology, Mineralization, Magmatic and Structural Control of Colombia's Gold and Porphyry Deposits and Districts, Colombia Gold Project Proposal, June 2011*, 1.
- Siddeley, G., & Araneda, R. (1990). *Gold-silver occurrences of the El Indio belt, Chile*.
- Sillitoe, R. H. (1985). Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80(6), 1467–1514.
- Sillitoe, R. H. (1997). Epithermal models: genetic types, geothermal controls and shallow features. *Mineral Deposit Modeling*.
- Sillitoe, R. H. (2008). Special paper: Major Gold Deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. *Economic Geology*, 103(4), 663–687.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.4.663>
- Sillitoe, R. H. (2010a). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sillitoe, R. H. (2010b). *Sistemas de pórfidos de cobre*.
- Sillitoe, R. H., & Hedenquist, J. W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, 10, 315–343.

- Simmons, S. F. (2005). Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *100th Anniversary Volume*, 485–522.
- Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211–215.
- Spikings, R. A., Winkler, W., Hughes, R. A., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399(1–4), 195–220.
- Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57–73.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, 63(2), 773–786.
- Szekely, T. S. (1967). Geology near Huallacocha lakes, central high Andes, Peru. *AAPG Bulletin*, 51(7), 1346–1353.
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B. (1999a). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 174–182.
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B. (1999b). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 22(3), 174–182.
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B. (2004a). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 28, 471–485.
- Tassinari, C. C. G., & Macambira, M. J. B. (2004b). A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 28, 471–485.

- Vallejo, C. (2013). Stratigraphy and geological setting of El Domo VMS deposit within the Eocene Macuchi submarine arc, Central Ecuador. *Geological Society of America*. Vol, 45.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, 204, 197.
- Vallejo Cruz, C. (2007). *Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene)*. ETH Zurich.
- Vriens, B., Peterson, H., Laurenzi, L., Smith, L., Aranda, C., Mayer, K. U., & Beckie, R. D. (2019). Long-term monitoring of waste-rock weathering at the Antamina mine, Peru. *Chemosphere*, 215(2019), 858–869. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2018.10.105>
- Wheeler, R. L. (1978). Cross-strike structural discontinuities: possible exploration tool in detached forelands. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 10(4), 201.
- Wilson, J. J. (1963). Cretaceous stratigraphy of central Andes of Peru. *AAPG Bulletin*, 47(1), 1–34.
- Winocur, D. A., Litvak, V. D., & Ramos, V. A. (2015). Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 109–130.
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (Vol. 2). Pearson education Harlow, UK.

Anexo

Anexo 1. Diagrama de clasificación para las muestras de los Andes y PMT según Streckeisen, (1974).

